КРИВОЛУЦКАЯ Надежда Александровна

ЭВОЛЮЦИЯ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА И Pt-Cu-Ni РУДООБРАЗОВАНИЕ В НОРИЛЬСКОМ РАЙОНЕ

ВВЕДЕНИЕ. Постановка проблемы и актуальность проводимых исследований

Проблема формирования крупных и уникальных месторождений на Земле является одной из ведущих в геологии в последние годы. Это определяется, в первую очередь, важнейшей экономической ролью месторождений-гигантов: составляя менее 5 % от общего количества разрабатываемых в мире месторождений, они на 85 % удовлетворяют мировую потребность в сырье. Поэтому отработка именно таких месторождений должна лечь в основу концепции устойчивого развития цивилизации (Рундквист, Кравченко, 1996). Вторым важным аспектом при рассмотрении суперкрупных месторождений являются проблемы их генезиса, поскольку по сути они представляют собой гигантские геохимические аномалии в земной коре (например, концентрации платиновых металлов в норильских рудах возрастают на 6-7 порядков по сравнению с их кларковыми значениями).

Вопрос о механизме выноса глобальных концентраций рудного вещества из глубин Земли и дальнейшего его концентрирования в виде суперкрупных месторождений обсуждается на протяжении последних десятилетий (Рябчиков, 1997) и до сих пор вызывает оживленные дискуссии. Главным остается вопрос: были ли сформированы месторождения-гиганты в результате рядовых геологических процессов или они образованы в особых, специфических условиях (Овчинников, 1988; Когарко, 1999; Маракушев, 1988; Rundkvist, Kravchenko, 2001; Рундквист, 1996; Pushkarev, 1999, Налдретт, 2003 и др.)? Эта проблема рассматривалась на заседаниях Международной Ассоциации по Генезису Рудных Месторождений (IAGOD – 1999, 2001, 2004, 2008), Симпозиумах по суперкрупным и крупным месторождениям (Adelaida, 2010), Международной Минералогической ассоциации (IMA -2000), и более мелких совещаниях (Санкт-Петербург, 1996; Москва, 2000). Этой теме был посвящен специальный проект Международной программы геологической корреляции № 354 (1995-1999 гг.).

Для эндогенных месторождений в свете решения данной проблемы особое значение приобретает природа их связи с магматизмом, глубинная суть которой остается до конца нераскрытой. Даже для редкометальных месторождений было убедительно показано, что они сформировались из особого типа магм, хотя в целом роль магматизма не превышала 25 %.от общей суммы геологических факторов – структурных, литологических и т.д. (Коваленко и др., 1992; 1993, 2000). Логично было бы предположить, что для собственно магматических месторождений, в которых руды являются составной частью ультрабазит-базитовых комплексов, этот показатель должен быть существенно выше, вплоть до образования в природе особых рудоносных магм. Тем более, что принципиально такая возможность известна на примере образования высокожелезистых расплавов вулкана Эль-Лако (Чили), рудных расплавов в восточной части Тихого океана (хребет Хуан- де-Фука, Жмодик, 2002).

Крупным Pt-Cu-Ni месторождениям, локализованным в пределах расслоенных плутонов или небольших интрузивных тел, посвящено огромное количество работ (Campbell et al.,1983; Naldrett, 1992, 2005, 2009; Naldrett, et al., 1992, 1995; 1996; Barnes & Maier, 2002; Barnes et al. , 2006; Годлевский, Лихачев, 1983, 1987; Генкин и др.,1981; Дистлер и др., 1988; Додин и др., 1971_1; 2002; 2011; Дюжиков и др., 1988; Налдретт, 2003; Лихачев, $1996_{1,2}$,1997; 2006; Горбунов и др., 2011 и многие другие). Однако значительная их часть касается металлогенических построений: от анализа глобальных закономерностей размещения на планете до рассмотрения локальных геолого-структурных условий в пределах рудных полей (Luznichka, 1983; Kutina, 1985, 2001; Lu Guxian, yin Jicai, 1995; Rundkvist,; 2001) в то время как глубинной сути связи магматизма с рудообразованием, уделяется значительно меньше внимания (Naldrett,; 2005, 2009, Lightfoot & Keays, 1995; Маракушев и др., 1988; Лихачев, 1965, 1977,1978, 1982,1996_1, 1997, 2006).

Среди месторождений данного класса существует два главных типа, как правило, разобщенные в природных объектах: существенно платиновые в крупных расслоенных плутонах (Бушвельд, Великая Дайка, Стиллуотер и др.) и сульфидные медно-никелевые (Садбери, Войсис Бэй, Джинчуань, Дулут, Лак-дез-Иль). Для каждого из них проблема связи оруденения с магматизмом решается по-своему. Между тем, на Земле открыты месторождения, в которых совмещены оба типа руд в пределах единого интрузивного тела – малосульфидный платиновый и сульфидный медно-никелевый, также обогащенный элементами платиновой группы, – это месторождения Норильского района. Они принципиально отличаются от остальных магматических месторождений своим более молодым возрастом (T_1 по сравнению с PR для большинства аналогичных объектов) и приуроченностью к маломощным интрузивам в отличие от обычной ассоциации месторождений этого типа с крупными расслоенными плутонами.

Норильский район располагается на севере Сибирской трапповой провинции, что выдвигает на первое место вопрос о генетической связи месторождений с вулканизмом. Он включает многочисленные интрузивные образования, рудоносность которых варьирует в широких пределах: от безрудных массивов до содержащих уникальные по запасам месторождения, однако вопрос о причинах рудоносности избранных массивов среди огромного их количества до сих пор не получил окончательного решения, несмотря на многолетние исследования в этом направлении. Данная геологическая ситуация ставит Норильский район в исключительное положение при решении многих вопросов образования руд, поскольку позволяет сопоставлять различные особенности строения интрузивов, отличающихся по рудному потенциалу. Именно поэтому он был выбран нами в качестве первоочередного объекта для установления возможных связей между магматизмом и рудообразованием. Исследования в этом направлении также были выполнены для других важнейших медно-никелевых районов Россиии – Северного Забайкалья, Карело-Кольского региона и Восточного Саяна.

Несмотря на то, что медно-никелевые руды в Норильском районе разведывались с начала двадцатых годов прошлого века (Сотников, 1919; Котульский, 1946; Роговер, 1959; Годлевский, 1959; Коровяков, 1963), а их переработка обеспечила страну стратегически важным металлом в тяжелое военное время (первый никель был получен на Норильском комбинате в 1942 г.), но только открытие Талнахского и Октябрьского месторождений с уникальными сплошными залежами сульфидных руд с высокими содержаниями ЭПГ в начале 60-ых годов вывело Россию в ряд лидеров мировой платиновой и никелевой промышленности (Егоров, Суханова, 1963; Батуев и др., 1966; Батуев, 1972; Ваулин Л.Л., Суханова Е.Н., 1970; Кравцов и др., 2003). В настоящий момент она занимает одновременно второе место по запасам и добыче платиновых металлов и никелю в мире после Бушвельда (ЮАР), и Садбери (Канада) соответственно (Налдретт, 2003, Naldrett, 2005). В 2008 г. доля извлеченного из норильских месторождений никеля составила 17 % от общей мировой годовой добычи (остальные страны дали не более 10% каждая), из этих же руд получено 30% от общемирового производства ЭПГ (Бежанова, Кызина, 2009; Додин и др., 2011).

Обнаружение нового типа руд не только изменило ситуацию на мировом сырьевом рынке, но и принципиально сказалось на развитии теории магматического рудообразования. Возникли важные вопросы: каким образом эти месторождения связаны с вулканизмом и являются ли они закономерным итогом его развития? Если да, то можно ли ожидать открытие подобных уникальных объектов и в других трапповых провинциях мира?

Ответы на поставленные вопросы имеют огромное практическое значение, поскольку установление генетической связи норильских месторождений с трапповым вулканизмом открывает большие перспективы обнаружения подобных объектов в других БМП. В связи с огромным экономическим значением вновь открытых норильских месторождений интерес геологов всего мира резко возрос к этим объектам во второй половине XX в. Работы по оценке трапповых провинций с учетом данных, полученных на примере норильских месторождений, получили свое развитие за рубежом (Keays & Lightfoot, 2007, 2010; Ripley et al., 2010).

В настоящий момент предлагаются разные модели образования норильских месторождений, подразумевающие их магматический, метасоматический и др. генезис. Они образуют ряд, крайними членами которого являются представления о решающей роли в привносе и отложении металлов магматического расплава с одной стороны (Годлевский, 1959, Коровяков и др.,1963; Лихачев, 1982; Дюжиков и др, 1988; Naldrett, 1992, Lightfoot et al., 1993) и флюидными компонентами – с другой (Золотухин,1997; Зотов, 1979, 1989). Концепции первого типа существенно отличаются между собой по отношению к роли той магматической системы, в продуктах которой локализованы руды. Часть исследователей придает ей решающее значение, предполагая внедрение самостоятельной порции исходного пикритового расплава, обогащенного летучими и рудными компонентами (Годлевский, 1959; Золотухин и др., 1986; Лихачев, 1978; 2006; Генкин и др., 1981; Дюжиков и др., 1988; Дистлер и др., 1988, Зотов, 1989; Рябов и др., 2000). Другие авторы полагают, что состав магм и их флюидонасыщенность не имели особого значения при формировании руд, поскольку интрузивы являлись лишь частью общей трапповой системы. Основную роль в образовании руд в этом случае играла длительность протекания расплава к поверхности и его взаимодействие с вмещающими породами (Радько, 1991; Naldrett, 1992, 2009; Howkesworth et al., 1995; Arndt et al., 2003, Налдретт, 2003). Таким образом, принципиальная разница между данными теориями заключается в предположении об образование руд либо в закрытой, либо в открытой магматической системах.

Последняя гипотеза получила широкое распространение: данная модель образования медно-никелевых руд (с определенными вариациями, определяющимися геологическими особенностями строения отдельных объектов) предполагается для крупнейших медно-никелевых месторождений: Джиньчуань (Китай), Войсис Бэй (Канада) и др. Однако несмотря на ее привлекательность (предлагающей конкретный механизм концентрирования платиноидов в сульфидах), она имеет много недостатков. К ним относятся, в первую очередь, отсутствие данных о составах расплавах и доказательств связи интрузивных и эффузивных образований в Норильском районе

Создание реальной модели образования месторождений является крайне важным фактором в успешном проведении поисковых работ в Норильском районе. В настоящий момент это приобретает особое значение, поскольку за прошедшие полстолетия уникальные залежи массивных руд практически отработаны, и остро встал вопрос о необходимости расширения сырьевой базы платиновых металлов и никеля в России, чтобы не потерять лидирующие позиции в этой области на мировом рынке. Интенсификация геологоразведочных работ по обнаружению богатых руд в норильском районе требует новых методических подходов и научного обоснования, поскольку приходится оценивать интрузивные тела, залегающие на большой глубине и вскрываемые единичными скважинами. В таких условиях особое значение приобретают современные минералого-геохимические методы оценки ультрабазит-базитовых интрузивов, выполняемые на основе теоретических построений формирования месторождений именно этого типа. От решения проблем генезиса норильских месторождений зависит и успешное проведение поисковых работ в других трапповых провинциях мира.

Главная цель работы -

уточнить закономерности развития траппового магматизма в Норильском районе и определить место в нем рудообразующего процесса, опираясь на большой объем новых геологических и прецизионных геохимических данных по вулканическим и интрузивным породам.

Задачи исследования включали**:**

I. Определение взаимоотношений рудоносных интрузивов с лавами, предполагающее: а) детальное изучение строения туфо-лавовой толщи и ее геохимических особенностей в разных тектонических структурах района для установления эволюции развития вулканизма в пространстве и во времени; б) выделение основных геохимических типов ультрабазит-базитовых интрузивов разной степени рудоносности; с) сопоставление геохимических особенностей лав и интрузивов, образованных на одних и тех же этапах развития трапповой магматической системы.

II. Определение составов исходных магм: 1) с помощью изучения расплавных включений в оливинах и пироксенах; 2) методом геохимической термометрии с помощью ЭВМ-модели «КОМАГМАТ».

III. Сопоставление химического и минерального составов руд разных месторождений с составом вмещающих их интрузивных пород.

IV.Выяснение масштабов процессов ассимиляции вмещающих пород базитовыми расплавами на уровне интрузивных камер и их роли в рудообразовании.

IV.Сравнительный анализ минералого-геохимических особенностей интрузивов норильского комплекса с рудоносными массивами других районов России (Северного Забайкалья, Карело-Кольского региона, Восточного Саяна).

Фактический материал

Для решения поставленной проблемы региональные геолого-структурные исследования трапповых пород сочетались с их детальным аналитическим изучением (определение валового состава пород и микроанализ минеральных фаз, в том числе магматических включений в них).

Работа основывается на многолетнем (1982-2011 гг.) изучении автором геологического строения, петрографии, геохимии и минералогии платино-медно-никелевых месторождений различных регионов России. Главным объектом исследования стал Норильский район, где автором был собран каменный материал в ходе полевых работ в 1997 – 2011гг. (составлено 11 км детальных разрезов вулканитов и 13 км разрезов интрузивных пород по коренным обнажениям и скважинам). Изучение массивов Северного Забайкалья (Чинейский, Луктурский) осуществлялось в 1982-1986 и 1993 гг., Кингашского массива (Восточные Саяны) - во время полевой экскурсии 2000 г. Часть образцов для проведения сравнительных исследований по ультрабазит-базитовым комплексам предоставлена автору в рамках договорных работ В.П. Мамонтовым, Ю.Н. Киселевым, Г.Р. Ломаевой (Южно-Ковдорская площадь и Кингашский рудный район).

В камеральный период аналитические работы включали (Приложение 1): 1. *Рентгенофлуоресцентный анализ* – 780 анализов ГЕОХИ РАН, аналитики И.А. Рощина, Т.В. Ромашова, 208 анализов - ЧИПР СО РАН, аналитик Н.С. Балуев . *2. Метод индуктивно-связанной плазмы:* 1) ICP-MS - 480 анализов пород - ИМГРЭ, аналитик Д.З. Журавлев; ИЭМ РАН, аналитик В.К. Карандашев; 2) LA-ICP-MS – 650 анализов стекол пород, 470 – пироксенов, 1580 оливинов., Германия, г. Майнц, аналитики Н.А. Криволуцкая, Д.В. Кузьмин; 3. *Электронно-зондовый микроанализ* («Cameca»SX 50 и 100–ГЕОХИ РАН, Москва – аналитик Н.Н.Кононкова; JXA 8200 – Институт Химии им. Макса Планка, г. Майнц, аналитики Н.А.Криволуцкая, Д.В. Кузьмин) – 12 150 анализов оливинов, 8 100 пироксенов, 1350 плагиоклазов, 310 шпинелидов, 560 - сульфидных минералов, 85 анализов минералов ЭПГ, 680 стекол; 4. *Ионно-зондовый микроанализ* («Cameca» ims-4f – ИМИ РАН, Ярославль, аналитики С.Г.Симакин, Е.В. Потапов) – 175 расплавных включений и 210 оливинов; 5. *Рамановская спектроскопия* (Франция, г. Нанси, аналитик Ж.Дебюсси) – 12 анализов флюидных включений; 6. *Исследование стабильных изотопов в породах (O, H, C, S)* - 145 анализов, ГИН РАН, аналитик Б.Г. Покровский и ЦНИГРИ, аналитик С.Г. Кряжев; 7. *Исследование радиогенных изотопов в породах* (Sr, Pb, Sm-Nd, U-Pb) - ВНИИОкеангеология, аналитик Б.В. Беляцкий - 55 анализов; ГЕОХИ РАН, аналитик А. А. Плечова – 18 анализов, Институт Химии им. Макса Планка – аналитик З.Фекиасова – 15 анализов; 8. *Определение ЭПГ и Au в породах и рудах*: А) 78 анализов - Институт рудообразования, минералогии и геохимии НАНУ (пробирный метод, аналитик А.А. Юшин), Б) -32 анализа, ГЕОХИ РАН, атомно-абсорбционный метод, аналитики И.В. Кубракова, О. А.Тютюник, А.Д. Чхетия).

Экспериментальные исследования по гомогенизации расплавных включений проводились в муфеле (ИГЕМ РАН) и камере системы Соболева-Слуцкого (ГЕОХИ РАН), 160 экспериментов, Н.А. Криволуцкая, а также в печи с регулируемой фугитивностью кислорода (ГЕОХИ РАН) – А.А. Каргальцев, М.В. Воловецкий, Н.М. Свирская. Компьютерное моделирование кристаллизации базальтовых магм осуществлялось с помощью ЭВМ-модели «КОМАГМАТ-3.5» и «ПЕТРОЛОГ-2.0»). Статистическая обработка данных выполнялась автором по программам «Статистика» и «Петротип»).

Научная новизна

I.Норильский район. Базальты:

1. Впервые установлены существенные вариации в строении и составе гудчихинской свиты (главные, редкие и летучие компоненты) – примитивных на востоке территории и контаминированных – на западе, что находит отражение в составе пород и расплавных включений в оливинах.
2. Впервые детально изучено строение и геохимические особенности пород хаканчанской свиты в разных тектонических структурах района. Установлено, что включавшиеся в ее состав толеитовые и пойкилоофитовые базальты относятся к туклонской свите, а туфы и туффиты обладают геохимическими характеристиками надеждинской свиты.
3. Проведенное в разных частях района детальное изучение толеитовых базальтов хаканчанской, надеждинской и туклонской свит, аналогичных по своим петрохимическим характеристикам, но принципиально различающихся по геохимическим особенностям, позволило уточнить ареалы их распространения и выделить 2 одновременно существующих независимых магматических очага на западе и востоке территории (надеждинский и туклонский).
4. Продемонстрировано, что расслоенные покровы, рассматриваемые ранее в качестве маркирующих горизонтов туклонской свиты, входят в состав разных свит –туклонской и надеждинской.
5. Впервые обнаружены высокомагнезиальные породы в составе надеждинской свиты.
6. В разных частях района изучены геохимические особенности верхней части надеждинской свиты и нижние – моронговской. Показано, что исследованные вулканиты только в единичных случаях имеют промежуточные характеристики и выделение «транзитных серий» представляется необоснованным.

7. Полученный большой объем новых геохимических данных для базальтов разных тектонических структур района (ранее – только для Хараелахской мульды): позволил выделить 2 стадии и 4 цикла в развитии вулканизма.

II. Норильский район. Интрузивы

1. Впервые на представительном материале проведена геохимическая типизация ультрабазит-базитовых интрузивных пород нормальной щелочности, выделены 3 типа (дюмталейский, нижнеталнахский и норильский), соответствующие базальтам гудчихинской, надеждинской и моронговской свит.

2. Впервые аргументированно обосновано существование интрузивных пород гудчихинского типа.

3. Продемонстрировано, что разные по степени рудоносности интрузивы характеризуются одинаковыми геохимическими особенностями пород, а химический и минеральный состав руд не коррелирует с составом силикатной части вмещающих их интрузивов.

4. Впервые в рудах норильских месторождений диагностирован самородный палладий и ряд новых фаз ЭПГ, а также получены карты распределения элементов-примесей (Co, As, Se, Au, Pt, Pd, Rh, Ir, Ru, Os, Re) в главных рудообразующих сульфидах.

5. Доказан послենижненадеждинский возраст интрузивов норильского комплекса на основании геологических взаимоотношений между лавами и интрузивами.

6. Установлены аномально высокие (до 10 ppm) содержания тяжелых редких элементов (Yb, Dy, Er) и Y в оливинах.

7. Обнаружены уникальные зональные оливины (Fo_{82}-Fo_{59}) в Микчангдинском интрузиве, свидетельствующие о высокой скорости остывания массивов норильского комплекса.

8. Впервые определен состав исходных расплавов для ряда интрузивов норильского района прямыми методами (по расплавным включениям в оливинах и пироксенах). Установлены необычно высокие содержания редких земель в них.

III. Сравнительное изучение норильских интрузивов с массивами других районов

1.Продемонстрировано сходство геохимических характеристик для рудоносных массивов разных регионов: Кольского полуострова, Норильского района, южного обрамления Сибирской платформы.

2. Показано, что различные по геохимическим особенностям интрузивы характеризуются одинаковым типом оруденения (Дюмталейский и Чинейский массивы).

Практическая значимость работы

Часть использованных в работе материалов получена в ходе выполнения хоздоговорных работ, в которых автор являлся ответственным исполнителем.

1. Результаты петрографического и минералого-геохимического изучения базальтов Микчангдинской площади вошли в отчет ООО «Норильскгеология» по «Геологической групповой съемке 1:50000 м-ба на Микчангдинской площади» (авторы В.Н.Михайлов, Л.И.Трофимова и др., 2003 г).

2. Изучение породообразующих минералов легло в основу хоздоговорных работ ГЕОХИ РАН с «ГМК «Норильский никель» и ООО «Норильскгеология» и отражено в отчете «Разработка минералого-геохимических поисковых признаков на сплошные сульфидные руды в Норильском районе», 2008 г.

3. Результаты исследований геохимии (в том числе и радиогенных изотопов), минералогии массивов Южно-Ковдорской площади Кольского полуострова, выполненные по договору с ОАО «Мурманская ГРЭ» (2006-2007 гг). и опубликованы в журнале «Геохимия».

4. Исследование Верхнекингашского массива рудного поля выполнено по договору с ООО «Геологическая компания», результаты отражены в отчете 2007 г.

Защищаемые положения

1. Исходя из полученных закономерностей распространения вулканогенных пород в разных тектонических структурах района и особенностей их петро-и геохимического состава (главные, редкие и радиогенные элементы), показано, что породы туфо-лавовой толщи Норильского района были сформированы в течение двух стадий – рифтогенной (iv-sv -gd-nd) и собственно трапповой (tk - mr-sm), которые не просто сменяли друг друга во времени, а существовали одновременно в ранненадеждинский период. Развитие вулканизма осуществлялось в течение четырех циклов (iv-sv, gd, nd-tk, mr -sm).

2. По геохимическим особенностям пород интрузивные образования района подразделяются на 3 геохимических типа: дюмталейский (средневзвешенное содержание MgO=19-23, TiO_2 >1, $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.703, εNd = +6-8; отсутствие Ta-Nb и Pb аномалий), нижнеталнахский (MgO=13-16, TiO_2 <1, $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.710, εNd = -8--10; присутствие отрицательной Ta-Nb и положительной Pb аномалий, существенное обогащение крупноионными литофильными элементами) и норильский (MgO=10-12, TiO_2 <1, $^{87}Sr/^{86}Sr$=0.706, εNd = -0.5; отрицательная Ta-Nb и положительная Pb аномалии), соответствующие лавам 2, 3 и 4 циклов (гудчихинской, надеждинской и моронговской свит).

3. По данным изучения валового состава пород и расплавных включений в ранних ликвидусных фазах (оливинах и пироксенах) установлено, что исходные магмы, сформировавшие рудоносные интрузивы, имели толеитовый состав расплава с содержанием MgO = 8 мас.%, характеризовались коровыми спектрами распределения редких элементов (тантал-ниобиевая и свинцовая аномалии), повышенными концентрациями редких элементов

и водно-углекислым составом флюида (содержали до 0.5 мас. % воды, 0.2 хлора и 0.02 фтора) и не содержали повышенных концентраций цветных металлов.

4. Богатые Pt-Cu-Ni сульфидные руды района связаны с массивами норильского типа, образованными в посленадеждинское время в результате самостоятельного магматического импульса. Степень рудоносности массива (рудопроявление, бедное, богатое или уникальное месторождение) не отражается на петро-геохимических особенностях интрузивных пород: средневзвешенной магнезиальности, содержаниях и распределении редких элементов и их изотопном составе (Sr, Nd, Pb).

5. Отсутствие корреляции между химическим (Cu/Ni, Pd/Pt, Cu+Ni/PGE, PGE/S), минеральным составом руд (соотношение главных рудообразующих, второстепенных и редких сульфидов, минералов платиновой группы) и силикатной составляющей интрузивов (Mg#) , а также проявление процессов ассимиляции только в узких приконтактовых зонах in situ, свидетельствует о том, что магмы при образовании норильских месторождений выполняли, главным образом, транспортирующую роль по отношению к сульфидам, сконцентрированным на предыдущих этапах развития региона в пределах нижней коры.

Апробация работы

Результаты исследований опубликованы в 175 работах: 1 монографии, 29 статьях в реферируемых журналах, в 31 статье в журналах и сборниках, а также 114 тезисах (из них 26 расширенных), главные из которых приведены в конце автореферата. Они систематически обсуждались на заседаниях лаборатории геохимии магматических и метаморфических пород и Ученых Советах ГЕОХИ РАН, в МГУ, ВСЕГЕИ, МГРИ, в Институте минералогии и рудообразования НАНУ (г. Киев), а также на НТС «ГМК «Норильский никель» и ООО «Норильскгеология», в других научных и производственных организациях. Полученные данные и их интерпретация докладывались на многочисленных международных и российских конференциях (более 30 раз), в том числе на Всероссийских платиновых совещаниях (Москва, 1992, 2002; Красноярск, 2000), Международных платиновых конгрессах (Москва, 1994; Садбери, 2010), на Международном Европейском союзе геонаук (EGU IX, X, XI,XII в г. Страсбурге, Ницце и Вене с 1999 по 2007 г.), на Российских и международных конференциях по флюидным и расплавным включениям (г. Александров, 1999, 2000, 2001; г. Гренобль, Франция, 2001; Ринберг, Германия, 2005; Москва, ИГЕМ, 2008; на ECROFI – г. Сиена, Италия, 2005), на конференции Societies of Economic Geologists and GSA (г. Йоганнесбург, ЮАР, 2008), на Cu-Ni симпозиуме в Китае (2009 г), на совещаниях «Новые идеи в науках о Земле» (Москва, 1999, 2002, 2004, 2009), совещаниях памяти А.Н.Заварицкого, А.Г.Бетехтина, Ф.И.Чухрова, 80-летия ИГЕМ (Москва, ИГЕМ, 2007-2010), на Смирновских Чтениях (МГУ, Москва, 2009, 2010), на семинаре по Геохимии магматических пород (ГЕОХИ, 2010), на Чтениях памяти В.Е Хаина (МГУ, 2011), а также региональных совещаниях в Чите (2001, 2005), Сыктывкаре (2005), Петропавловске-Камчатском (2009), Петрозаводске (2004, 2009).

Благодарности

Любовь к геологии рудных месторождений была привита автору в студенческие и аспирантские годы на кафедре полезных ископаемых МГУ академиком В.И. Смирновым и его сподвижниками: Ю.С. Бородаевым, Г.Ф. Яковлевым, Н.И. Ереминым, В.В. Авдониным, В.И. Старостиным, Нат. Е. Сергеевой, Т.А. Филицыной, Е.М. Захаровой и др. Автор выражает признательность коллегам, оказавшим содействие в осуществлении полевых работ: геологам «ГМК «Норильский никель» О.Н. Симонову, А.В.Поспелову, А.А. Шашкову; ООО «Норильскгеология» - В.В.Кургину, Ю.К. Краковецкому, Л.И. Трофимовой, И.Н., Тушенцовой, Е.А.Аршиновой, И.А. Матвееву, В.П. Стрельникову, В.А. Тетерюку, В. Ю. Ван-Чану, К.В. Крайденову, В.А. Пинаеву, А. А. Даньченко, С.Г. Снисару, В.А.Радько, К.К. Ковальчуку, К.В. Шишаеву, С. А. Виленскому, О.П. Легезиной, Г. И. Легезину, Е.В.Середе и др., а также А.Г. Тарасову, С.В. Нистратову, И.В. Храмову, А.В. Рудаковой, К.В. Бычкову. Особую благодарность автор выражает В.Н. Михайлову за многолетнюю помощь в изучении вулканитов Норильского района в полевых условиях и плодотворные дискуссии об их происхождении. Успешному проведению аналитических работ способствовали И.А. Рощина, Н.Н. Кононкова, Д.В. Кузьмин, О.Б. Кузьмина, Т.Б. Шлычкова, С.Г. Симакин, Е.В. Потапов, А.А. Плечова, Б.В. Беляцкий, А.А. Юшин, И.В.Кубракова, О.А.Тютюник, А.Д. Чхетия, В.А. Турков, С.В. Лутксва, Т.Л.Крылова Помощь в экспериментальных работах по изучению расплавных включений оказали А.А. Кадик, А.А. Каргальцев, М.В. Воловецкий, А.Д. Бабанский, И.П. Соловова, А.В. Гирнис. Автор благодарен А.А. Арискину за обсуждение и помощь в моделировании процессов кристаллизации магм рудоносных массивов, а также всем сотрудникам лаборатории геохимии магматических и метаморфических пород ГЕОХИ РАН за дружескую и творческую атмосферу, особенно своим ближайшим коллегам Н.М.Свирской и О.П. Цамерян. Глубокую признательность автор выражает Б.И. Гонгальскому за тридцатилетнее сотрудничество в изучении базитовых рудоносных комплексов в полевых и камеральных условиях и интерпретации результатов. Неоценимую роль в проведении исследований сыграла многолетняя всесторонняя поддержка чл.-корр. РАН А.В.Соболева, которому автор искренне благодарен за постоянный интерес к изучению Сибирского траппового магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проекты 00-05-64507-а, 00-05-74508-з, 01-05-74552-з, 03-05-79123-к, 03-05-64578-а, 05-05-74622-з, 07-05-01007-а, 08-05-100092-к, 09-05-01193-а, 10-05-08173-з), программ Президента РФ «Ведущие научные школы России» НШ-150.2008.5, НШ-3919.2010.5; программ ОНЗ РАН № 4, 8 и проекта Вольфганга Пауля (Германия).

ГЛАВА 1. Краткие сведения о геологии Норильского района и проблемы генезиса руд

1.1.Из истории изучения Норильских месторождений

Начало интенсивных исследований Норильского района связано с поисками угля для Северного морского пути в 1919-1920 гг., которые начал проводить Сибгеолком во время правления А.В. Колчака.

Потенциальная рудоносность Норильского района была достоверно известна уже с конца XIX в. (Кравцов, 2003), когда у подножья г. Рудной были обнаружены вкрапленные сульфидные руды в сланцах. Это было зафиксировано заявочным столбом в 1865г. (буквы «К. и С.» на котором обозначали первооткрывателей – золотопромышленника А.И. Кытманова и купца К. Сотникова). Месторождение было названо Сотниковским (ныне экзоконтактовая часть месторождения Норильск I). К 1872 г. было добыто 200 пудов черновой меди. Внук купца Сотникова, студент Томского технологического института А.А. Сотников, продолжил семейное дело – изучение и разведку месторождения. В 1915 г. он произвел глазомерную съемку месторождения, пробурил скважину, собрал коллекцию горных пород и руд, а в 1919 г. опубликовал работу «К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды (в связи с практическим осуществлением и развитием Северного морского пути)». Петрографическое описание пород и руд было выполнено Н.Н. Урванцевым. В 1919 г. по заданию Сибгеолкома Н.Н. Урванцев выехал на полевые работы в Норильский район, однако дополнительных рудных залежей не обнаружил. Поскольку призванный на службу в армию в 1916 г. А.А.Сотников после разгрома колчаковской армии был расстрелян как белый офицер (1919 г.), в дальнейшем все геологические работы возглавлялись Н.Н. Урванцевым, который провел разведочные и обширные поисковые работы на медь в районе г. Рудной в 1919-1926 гг. Таким образом, первооткрывателями Норильских месторождений следует считать семью Сотниковых, а Н.Н. Урванцева – первым организатором планомерных исследований этой территории, которые были продолжены Советским правительством. в 1923 г. В рудах месторождения Норильск 1 Н.К.Высоцким была открыта платина.

В дальнейшем исследование территории проводилось «Норильскстроем» (главный геолог А.Е. Воронцов) и другими организациями, в результате которых были открыты сплошные руды месторождения и расширены запасы вкрапленных руд, обнаружены месторождения Норильск 2, Черногорское, Большая Барьерная. В 1935 г. вышло постановление о строительстве Норильского комбината, который дал первый никель в 1942 г.

Однако в разряд уникальных рудных районов Норильск вошел только в начале 1960-ых годов, когда в результате планомерных поисковых работ Норильской комплексной геологоразведочной экспедиции (НКГРЭ) были открыты Талнахское и Октябрьское месторождения. Высокая ценность этих руд за счет их комплексности и компактности превысила ценность руд всех остальных месторождений этого типа в несколько раз, в том числе Бушвельда и Садбери (Налдретт, 2003).

1.2. Краткое описание геологического строения района

Норильский рудный район расположен на севере Сибирской платформы (рис.1.1) и детально охарактеризован в ряде работ (Дюжиков и др., 1988; Геология и рудные …., 1994; Sudbury-Noril'sk, 1994; Рябов и др., 2000, Додин, 2002; Налдретт, 2003; Лихачев, 2006). На западе и севере он ограничивается Енисейским и Енисейско-Хатангским прогибами, а на востоке – Тунгусской синеклизой. В тектоническом отношении он образует самостоятельный блок с

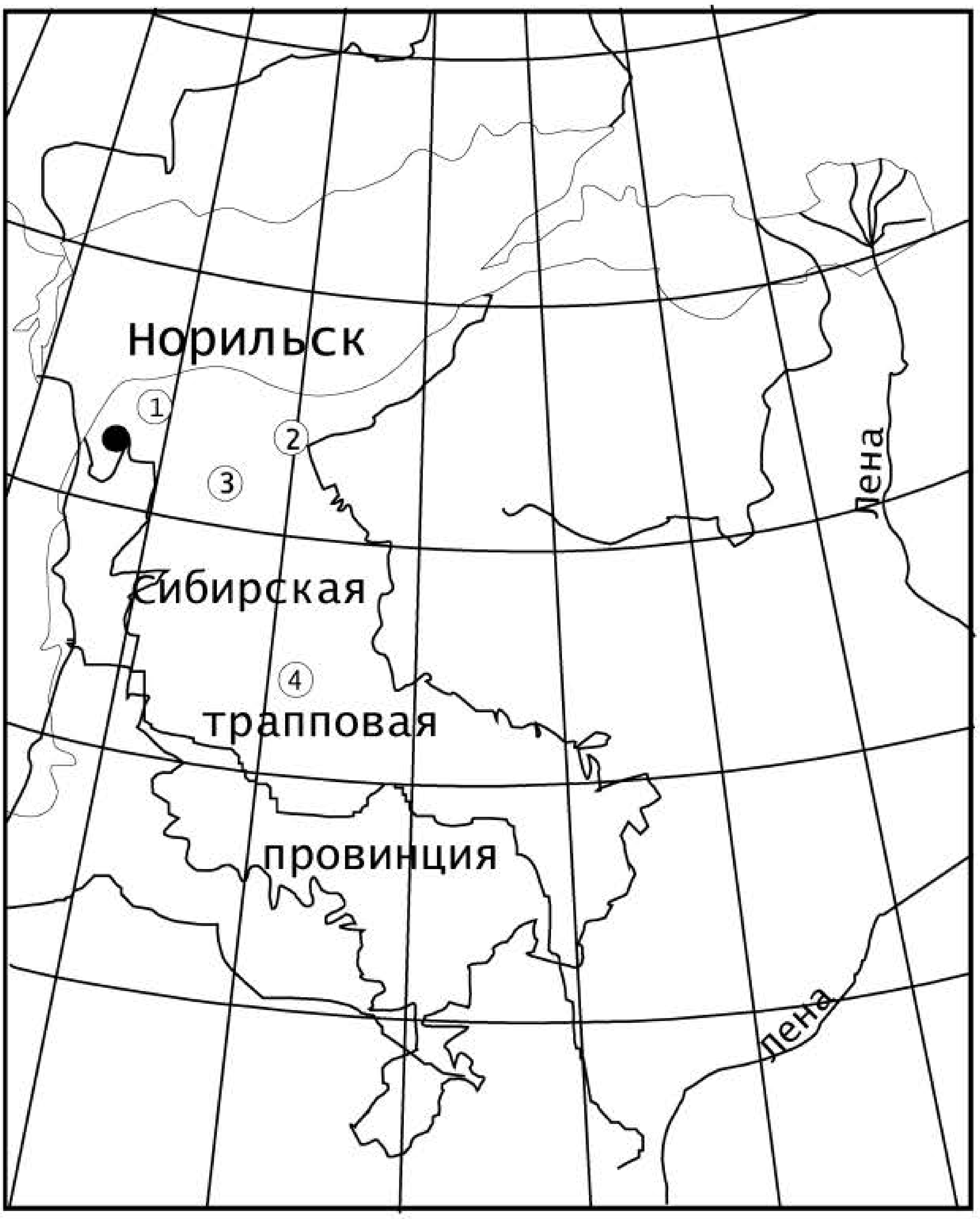


Рис. 1.1. Положение Норильского района в структуре Сибирской трапповой провинции.

1-Норильский район, 2-Маймеча-Котуйская провинция, 3 – Путоранская зона, 4 – Тунгусская синеклиза.

пониженной мощностью континентальной коры, состоящей из кристаллического фундамента и осадочно-вулканогенного платформенного чехла (рис. 1.2). Представления о глубинном строении территории базируются на глубинных сейсмических профилях «Горизонт» (Воркута-Тикси) и «Метеорит» (Дюпкун-Диксон).

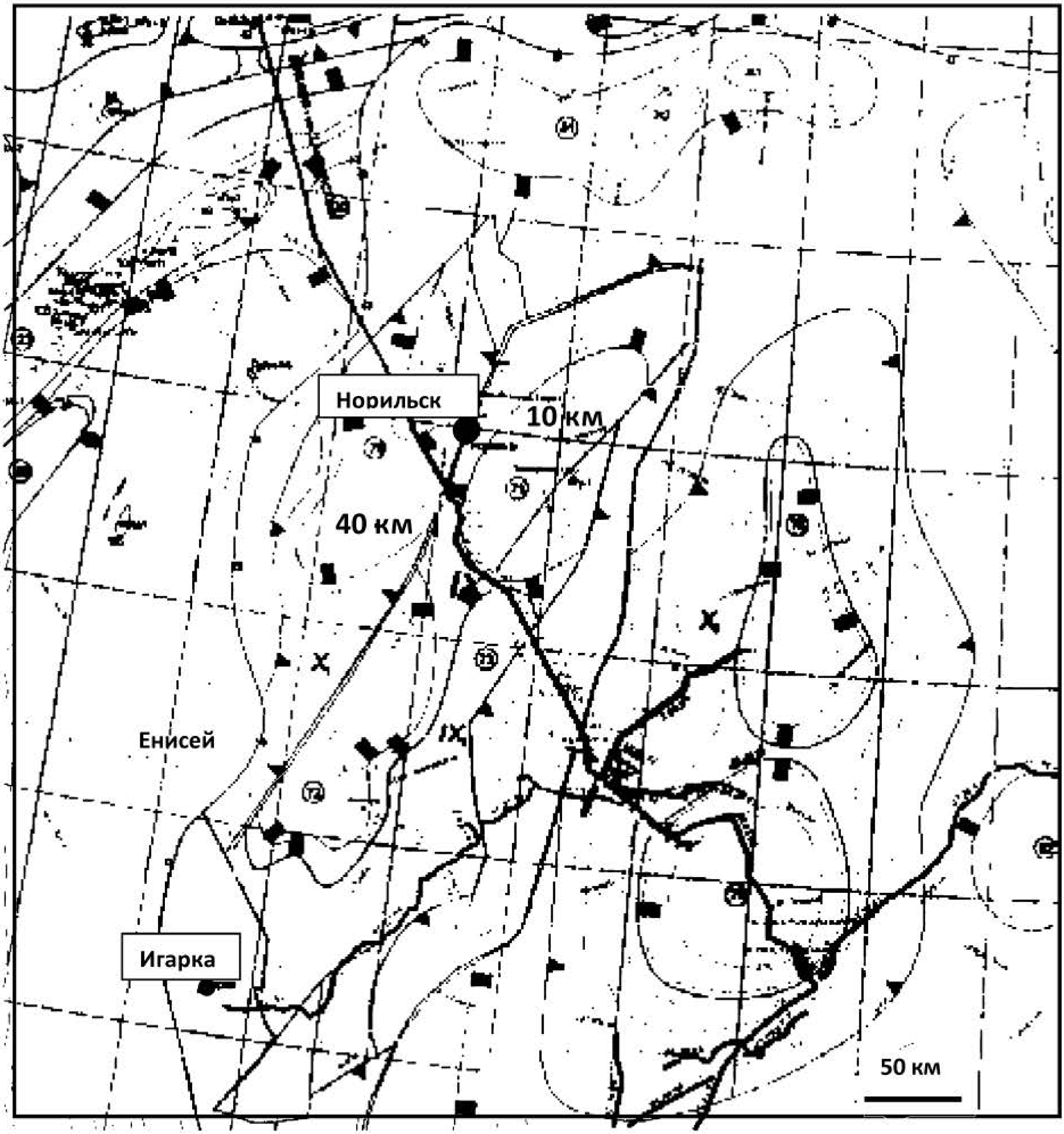


Рис. 1.2 . Карта глубин до фундамента (в изолиниях) и положение сейсмического профиля Дюпкун-Диксон (показан красной линией, Долгаль, Чехович,1998; Долгаль, 2001,2010 ф).

Коричневое – поднятия в рельефе фундамента (максимальное до 10 км от поверхности в районе оз. Мелкое, в 50 км к востоку от Норильска, минимальное – до 40 км).

1.2.1. ***Глубинное строение территории***

В пределах западной половины платформы отчетливо выделяются три крупные морфоструктурные провинции (Енисей-Хатангская, Путоранская, Ангаро-Тунгуссская). Енисей-Хатангскому прогибу присущи субширотное простирание структурных элементов и вариации средних значений мощности коры в пределах 36-39 км. Путоранская структура, изометричной формы, имеет мощность земной коры составляет 45 км. Глубина залегания подошвы земной коры в пределах Ангаро-Тунгусской провинции составляет 39-42 км, достигая в отдельных впадинах 45 км.

На СЗ Сибирской платформы, в пределах Енисей-Хатангской морфоструктурной провинции) выделяется по геофизическим данным Игарско-Норильская погребенная палеорифтовая система (ПРС), представляющая собой блок земной коры, не характерный для платформ, имевший повышенную подвижность на протяжении всей истории развития со свойственной рифтогенным системам глубинной структурой (Долгаль, 2010ф). Этот блок отделен мантийными разломами от Тунгусского и Таймырского блоков, имеющих обычное платформенное строение. Игарско-Норильский блок является частью крупной палеорифтовой системы, что отчетливо иллюстрируется сейсмогеологическим профилем Диксон—Хилок (рис.1.3). Для него характерны высокоградиентные прогибы в фундаменте, выполнение мощными (до 15 км) осадочно-вулканогенными толщами; горсто-грабеновое строение и большая плотность разломов; повышенная мощность «базальтового» слоя; значительный объем извергнутого мантийного вещества; присутствие промежуточного слоя между корой и мантией со скоростью продольных волн Vp = 7,3 км/с. Под Норильским районом он располагается на глубине 35 км. Восточной границей Игарско-Норильской ПРС является Ламско-Летнинский и оперяющий его Кета-Ирбинский разломы, отделяющие ее от архейского кратона. Северо-западная граница рифтогенного блока проводится по Приенисейскому разлому, являющемуся также восточным бортом Западно-Сибирского бассейна. К юго-западу ПРС прослеживается на левобережье Енисея, где, возможно, смыкается с современными рифтами Западно-Сибирского бассейна. Отличительной чертой ПРС является резко повышенная мощность чехла (в сравнении со структурами платформы), поверхность фундамента здесь и погружена на 8-12 км. Особенность ПРС – наличие волновода под границей Мохо.

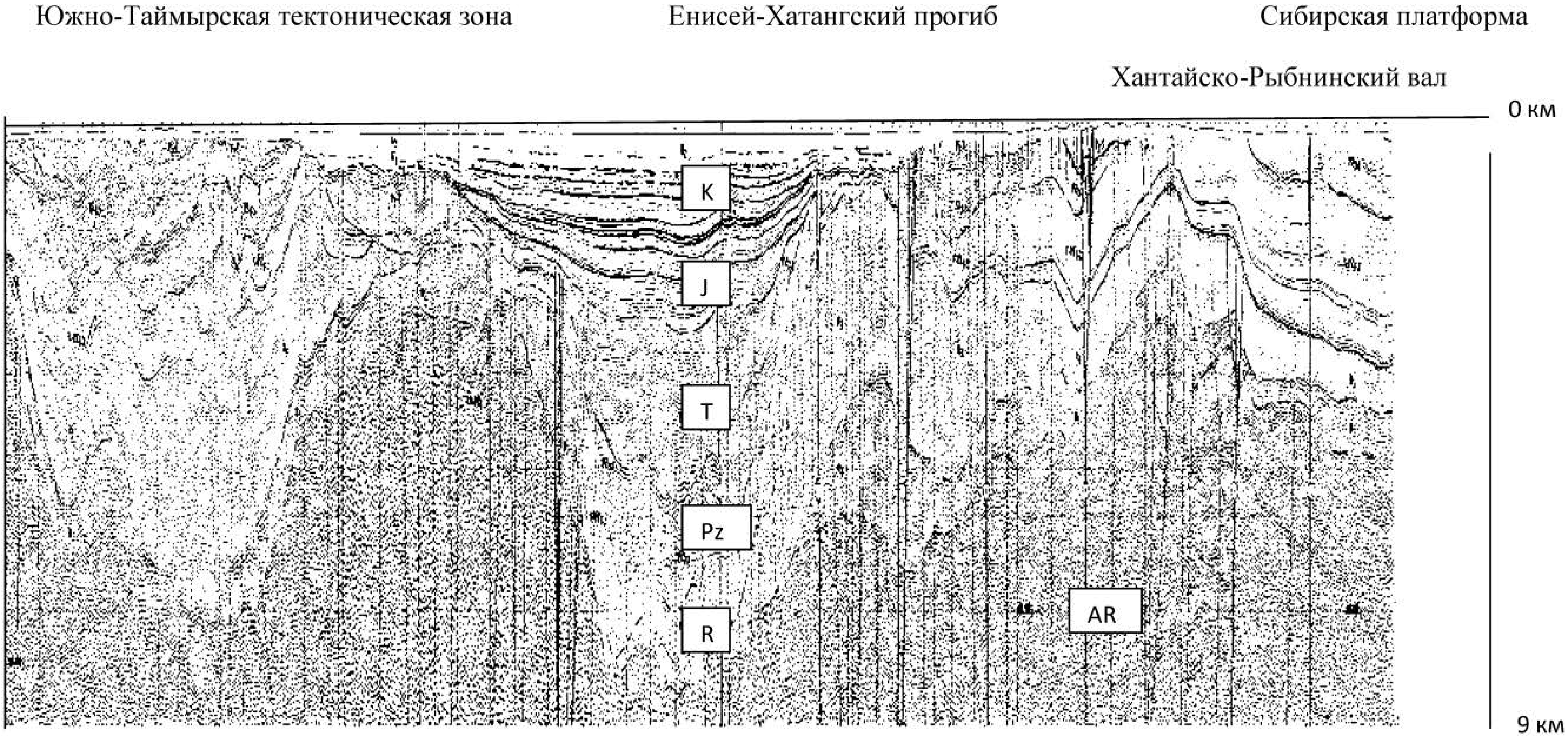


Рис. 1.3. Сводный сейсмогеологический разрез земной коры по региональному маршруту «Диксон-оз. Хантайское»

(по данным ФГУП ВНИИОкеангеология и др.)

Игарско-Норильская ПРС представляет собой внутриконтинентальный рифт (рифт дивергентной стадии развития литосферы), состоящий из совокупности блоков или грабенов, в пределах которых отмечается горизонтальное растяжение, утонение и разрыв литосферы. Для нее характерна высокая плотность разломов и значительный объем извергнутого мантийного вещества: суммарный объем магматических масс в пределах Норильско-Хараелахского прогиба оценивается величиной 50 - 70 тыс. км^3, (на основании повышенной плотности его по сравнению с другими территориями), что свидетельствует о крайне высокой степени проницаемости этой структуры (Геология и рудоносность …, 1994).

В современной структуре Игарско-Норильской ПРС вскрыты крупные пликативно-надвиговые структуры, образующие Чернореченскую антиклиналь рифея, Хантайско-Рыбнинское поднятие и Кулюмбино-Сухарихинскую зону структур верхнего венда—силура, Норильско-Хараелахский прогиб и Дудинский вал поздней перми—раннего триаса. Амплитуда Хантайско-Рыбнинского вала 4-5 км, а выполненные эффузивами наложенные мульды имеют амплитуды порядка 2-3 км. Отмечается взаимосвязь рельефа поверхности Мохоровичича с типом поверхностных структур. Например, в центре Хараелахской мульды глубины подошвы коры составляет 35 км, а под Хантайско-Рыбнинским валом –38 км.

Для Игарско-Норильского блока важнейшее значение имеют глубинные разломы, предопределившие его металлогеническую специализацию. Одним из наиболее значимых из них является Норильско-Хараелахский, поскольку с ним связаны крупные месторождения платино-никелево-медных руд (Норильское, Талнахское, Октябрьское). Простирание разлома север-северо-восточное, протяженность более 350 км, ширина зоны нарушений 10—20 км. Он прослеживается в магнитном поле и по данным ГСЗ достигает мантии. На всем протяжении разлом оперяют разломы северо-восточного простирания (Микчандский, Ергалахский и др.) и северо-западного (Талнахская зона грабенов) простирания. Главный шов Норильско-Хараелахского разлома в виде зоны милонитов и тектонических брекчий имеет ширину до 100 м. Вертикальное смещение вдоль зоны достигает 400—1000 м, горизонтальное - 4 - 6, иногда до 20 км, что объясняется сбросо-сдвиговой природой. На юге Норильско-Хараелахский разлом переходит в Игарско-Сухарихинский разлом, оперяющий крупнейший трансконтинентальный Приенисейский разлом, располагающийся на границе Игарско-Норильской рифтогенной системы и Западно-Сибирского бассейна.

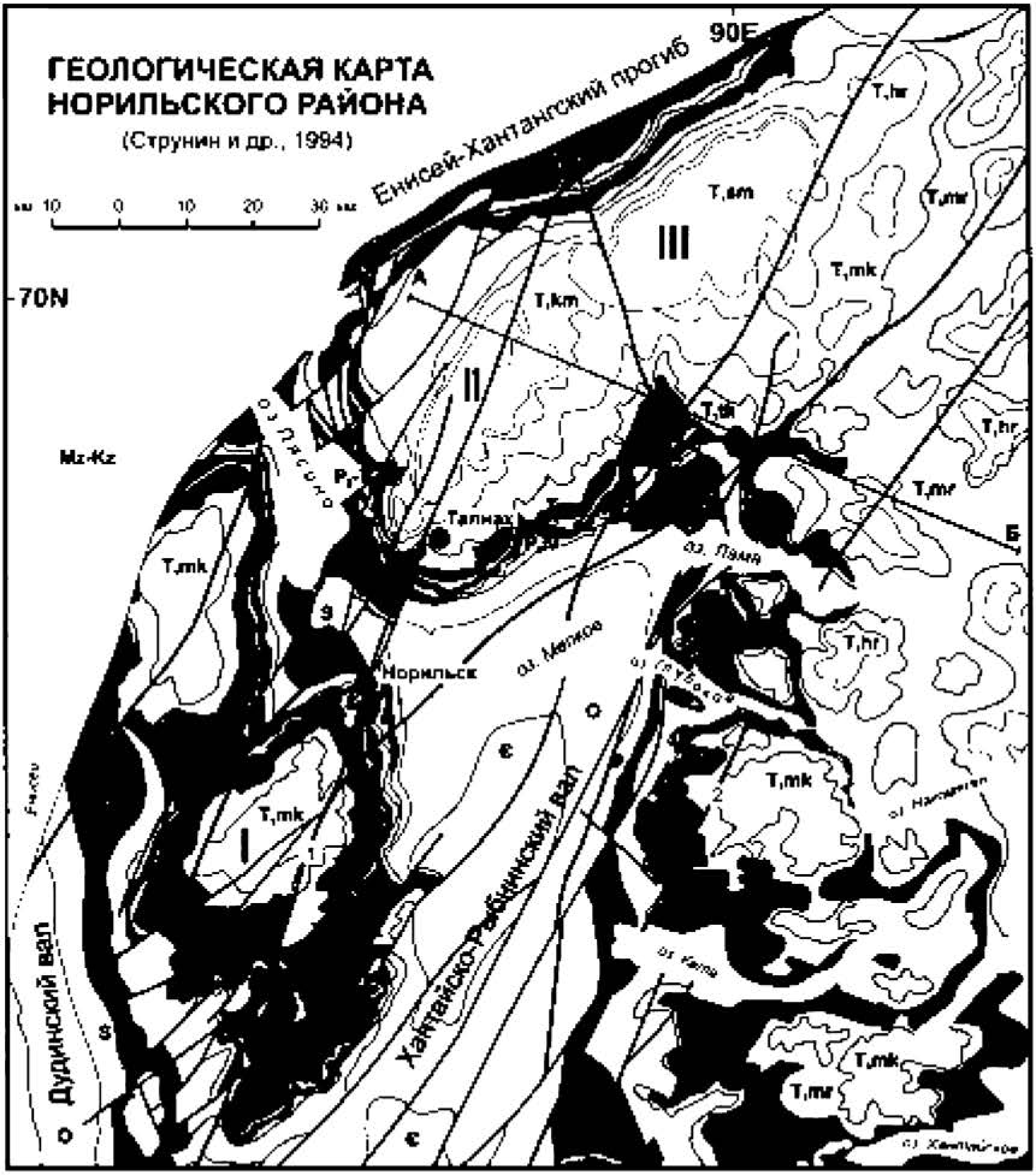
Вторым крупным разломом является Ламско-Летнинский долгоживущий разлом. Он неоднократно активизировался в эпохи рифтогенеза (рифей, венд, девон, поздний палеозой, ранний мезозой). В современной структуре он выражается в виде зоны (шириной 10 - 20 км) сбросов, надвигов, приразломных складок, грабенов, вдоль которой происходит смена фаций мощностей формаций фанерозоя. Разлом контролирует положение платиново-никелево-медных месторождений (Имангда и др.) и магнетитовых проявлений (Макус).

1.2.2. Стратифицированные образования

Фундамент платформы в Норильском районе не вскрыт (Геология и рудные месторождения…, 1994). О его характере свидетельствуют обломки мусковитовых лейкогранитов в эксплозивном аппарате раннетриасового возраста, расположенном в 20 км к югу от Норильска, возраст которого составляет 1700 - 2200 млн. лет. В отдельных блоках вскрываются осадочно-вулканогенные и молассоидные формационные ряды нижнепротерозойского (?) складчатого структурного яруса, терригенно-карбонатный и вулканогенный слабометаморфизованные формационные ряды рифейского складчатого структурного яруса, молассоидный формационный ряд нижневендского пологодеформированного структурного яруса.

В основании изученной части разреза Норильского района залегают известняки и глинистые сланцы чернореченской свиты протерозоя мощностью более 300 м. Перекрывающая ее излучинская свита (мощность 700-950 м) представлена терригенными породами – алевролитами, песчаниками, гравелитами, конгломератами. Венчают верхнепротерозойскую часть разреза доломиты, известняки, песчаники сухарихинской свиты мощностью около 450 м. В разрезе кембрия мощностью порядка 2700 м преобладают карбонатные породы. Литологически более разнородны отложения ордовика и силура, представленные доломитами, аргиллитами, известняками, мергелями суммарной мощностью около 1400 м. Верхние части ордовикского и нижние части силурийского разрезов сложены породами пониженной плотности и сопротивления, образующими маркирующий геоэлектрический горизонт. Мощность девонских отложений изменяется в довольно широких пределах при средней ее величине около 850 м. В разрезе девона перемежаются мергели, доломиты, аргиллиты, известняки, ангидриты, гипсы. Отложения нижнего карбона (мергели, известняки, доломиты) имеют весьма ограниченное распространение. Их мощность колеблется от 0 до 260 м.

Вышележащие породы, вплоть до верхней перми, объединены в тунгусскую серию. Сложенная аргиллитами, алевролитами, песчаниками, углями, эта серия с угловым и стратиграфическим несогласием ложится на разновозрастные отложения от нижнего карбона до ордовика. Мощность тунгусской серии от 130 до 500 м. Тунгусская серия перекрывается толщей эффузивов верхней перми – нижнего триаса.



Разрез по линии АБ

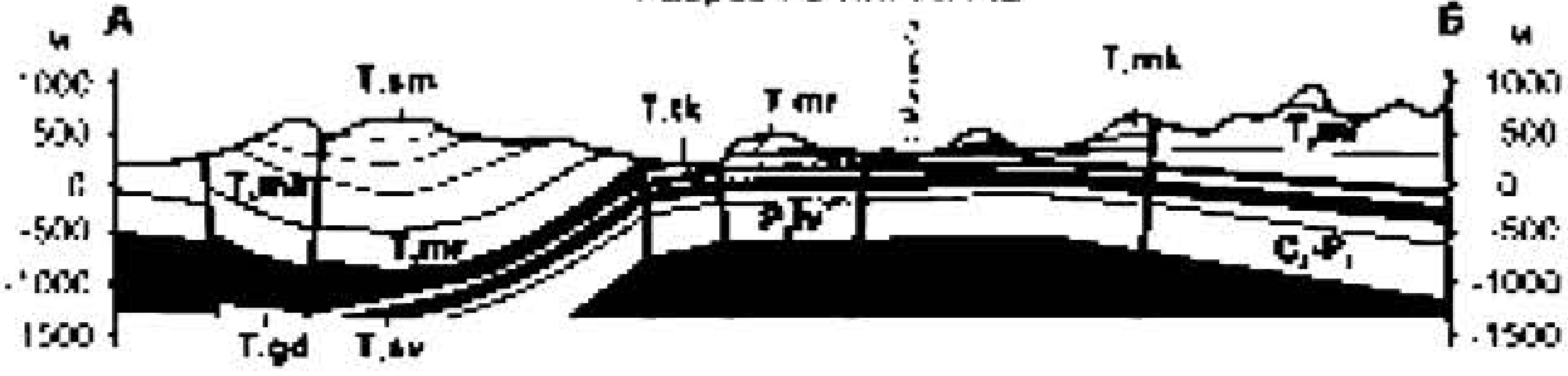
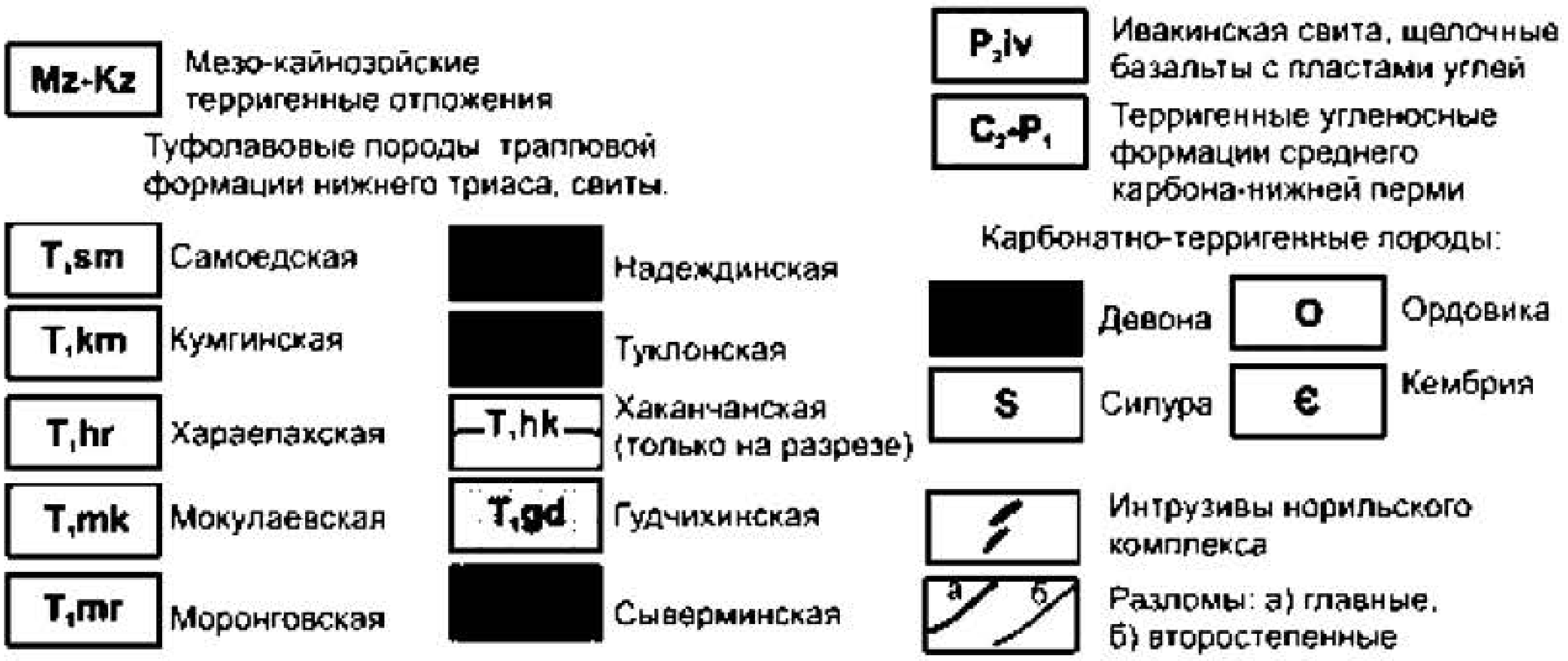


Рис. 1.4. Геологическая карта Норильского района (по Струнину и др., 1994, с изменениями автора)

Мульды: I – Норильская, II- Хараелахская, III – Кумгинская. АБ – линия разреза; 1-2 – разломы: 1- Норильско-Хараелахский, 2 - Ламско-Летнинский.

Условные обозначения к рис. 1.4.


Mz-Kz
Мезо-кайнозойские терригенные отложения
Туфолавовые породы трапповой формации нижнего триаса, свиты:
T₁sm
Самоедская
T₁km
Кумгинская
T₁hr
Хараелахская
T₁mk
Мокулаевская
T₁mr
Моронговская
Надеждинская
Туклонская
T₁hk
Хаканчанская (только на разрезе)
T₁gd
Гудчихинская
Сыверминская
P₂iv
Ивакинская свита, щелочные базальты с пластами углей
C₂-P₁
Терригенные угленосные формации среднего карбона-нижней перми
Карбонатно-терригенные породы:
Девона
O
Ордовика
S
Силура
Є
Кембрия
Интрузивы норильского комплекса
а
б
Разломы: а) главные, б) второстепенные

Вулканогенная толща подразделяется на 11 свит (снизу вверх), среди которых выделяются: высокотитанистые (TiO2 > 2–3 мас.%, субщелочные и пикритовые базальты) – ивакинская, сыверминская, гудчихинская – и низкотитанистые (TiO2 ≤ 1 мас.%, толеитовые базальты) – хаканчанская, туклонская, надеждинская, моронговская, мокулаевская, хараелахская, кумгинская и самоедская (Геологическая карта … 1994; рис. 1.4).

1.2.3. Интрузивные образования

Ультрабазит-базитовые интрузивы представляют собой преимущественно пологозалегающие тела, субсогласные с залеганием терригенно-осадочных и вулканических вмещающих пород. Их параллелизация с лавами обычно затруднена из-за редко наблюдаемых непосредственных контактов, поскольку в большинстве случаев интрузивы залегают стратиграфически ниже вулканитов, что во многом обусловлено литологическими особенностями пород (наиболее благоприятными из которых для локализации интрузивов оказываются девонские отложения).

Все интрузивные породы в Норильском районе разбиты на 4 главные комплекса (табл.3.1). Среди них надежно диагностируются массивы субщелочного состава, относимые к ергалахскому комплексу, сопоставляемые с породами ивакинской свиты. Из ультрабазит-базитовых образований нормальной щелочности отчетливо выделяются породы далдыканского комплекса, прорывающие базальты верхних свит и близкие к ним по составу за счет повышенных содержаний титана. По-видимому, они завершают мокулаевско-самоедский этап магматизма.

Отнесение остальных многочисленных базитовых пород к тем или иным комплексам или типам затруднено вследствие близости их состава и отсутствия взаимоотношений с лавами. Узкий временной интервал их образования (< 1млн. лет, Kamo et al., 2003; Pavlov et al., 2007) не позволяет успешно применять методы изотопной геохимии для их расчленения. Разбиение на отдельные комплексы и подкомплексы (типы) многочисленных массивов норильского района осуществляется на основании анализа текстурно-структурных и химических особенностей слагающих их пород и их распределения в вертикальном разрезе. Существующая классификация учитывает, в первую очередь, степень дифференцированности интрузивных тел (Траппы Северо-Запада Сибирской платформы, 1986). Так, согласно этому принципу, к норильскому комплексу отнесены многочисленные (десятки – первые сотни тел) дифференцированные и минерализованные в разной степени массивы повышенной магнезиальности (8-16 мас. % MgO), подразделенные на типы в зависимости от их внутреннего строения (нижние-верхние разновидности пород): норильский (пикриты-габбро-диориты), нижнеталнахский (пикриты-оливиновые габбро), зубовский (троктолиты-габбро) и круглогорский (оливиновые габбро-лейкогаббро). Слабо дифференцированные или недифференцированные интрузивы отнесены к огонерскому комплексу. Однако такое разделение массивов отражает скорее условия кристаллизации сформировавших их магм, чем свидетельствует об их происхождении.

Для норильского рудоносного комплекса характерины дифференцированные (со средневзвешенным содержанием MgO = 10-12 мас.%) и минерализованные в разной степени массивы. Три хонолитоподобных тела (до 12 км протяженностью, шириной до 2–4 км и мощностью от 20–50 до 350 м) – Норильск 1, Талнахский и Хараелахский – содержат уникальные по запасам руды. В их внутреннем строении снизу вверх выделяются габбро-долериты: контактовые, такситовые, пикритовые, оливиновые и оливинсодержащие, безоливиновые, верхние такситовые, верхние пикритовые (спорадически), верхние контактовые, а также лейкогаббро и габбо-диориты. Вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды приурочены к области контакта массивов с вмещающими породами (Годлевский, 1959; Лихачев, $1996_{1,2}$, 2006; Likhachev, 1994; Генкин и др., 1981; Дистлер и др., 1988 и т.д.). Специфической чертой норильских месторождений является и наличие мощных метаморфических и метасоматических ореолов вокруг интрузивов, превышающих мощность самих интрузивных пород (Туровцев, 2002).

1.2.4. Руды норильских месторождений

В норильских месторождениях установлены два типа руд: платино-медно-никелевые сульфидные и платиновые малосульфидные. Последние расположены в верхних частях массивов и приурочены к горизонту, сложенному лейкогаббро, магматическими брекчиями, иногда – пикритовыми габбро-долеритами. Они наиболее типичны для месторождения Норильск 1 (Служеникин и др., 1994).

Сульфидные руды приурочены к области контакта интрузива с вмещающими породами, преимущественно нижнего (Геология и рудные…, 1994), хотя иногда они отмечаются и в верхних эндо- и экзоконтактах (Октябрьское месторождение). Различаются два типа руд – вкрапленные и жильные, которые встречаются как в интрузивных, так и во вмещающих породах. Экстраординарной особенностью месторождений Норильского района является несоответствие мощности интрузивов и связанных с ними руд, составляющих до 15 об. % (Лихачев, 1996_1). При низкой растворимости серы в базальтовых расплавах в близповерхностных условиях, соответствующих кристаллизации интрузивов норильского комплекса, трудно представить ее извлечение только из исходной магмы, сформировавшей конкретное интрузивное тело.

Минеральный состав руд описан достаточно подробно в ряде работ (Будько, Кулагов, 1966; Генкин, 1968; Додин и др., 1971_2; Бегизов, 1977; Генкин и др., 1981; Дистлер и др., 1988; Евстигнеева, Генкин, 1990; Евстигнеева, Филимонова, 1991; Служеникин, 2000; Спиридонов, 2011). Главными минералами являются пирротин (гексагональный, моноклинный, троилит), пентландит и минералы группы халькопирита, которые нередко слагают самостоятельные промышленные типы руд и которые впервые были открыты в Талнахских месторождениях А.А. Филимоновой (талнахит, путоранит, никелистый путоранит). Отличительной особенностью норильских руд является большое разнообразие редких минералов, в том числе и минералов платиновых металлов, которое не встречается больше в других медно-никелевых месторождениях мира. Большой вклад в исследование руд и открытие редких минералов внесли, как отмечено выше, А.Д. Генкин, Т.Л. Евстигнеева, В.А. Коваленкер и др.

В настоящий момент разрабатываются 3 крупнейших месторождения в Норильском районе – Октябрьское, Талнахское и Норильск 1.

ГЛАВА 2. Особенности туфо-лавовой толщи по геолого-геохимическим данным

Норильский рудный район расположен в пределах крупнейшей в мире Сибирской трапповой провинции, относящейся к большим магматическим провинциям Земли. Большие магматические провинции (БМП, в международной терминологии Large Igneous Provinces, LIP) представляют собой кратковременные (как правило, не более первых миллионов лет) одновременные проявления магматической активности на огромных территориях континентов или океанического ложа (Campbell, Griffiths, 1992; Mahoney, Coffin, 1997; Elkins-Tanton, 2000, 2005; Jerram, Widdowson, 2005; Bryan, Ernst, 2008.). К типичным БМП относятся континентальные трапповые провинции (например, Сибирская, Парана, Деканская трапповые провинции) и океанические плато (например, плато Онтонг-Ява).

Для объяснения образования БМП привлекается ряд часто взаимоисключающих гипотез. Наибольшей поддержкой научного сообщества пользуются две из них. Первая – модель термических мантийных струй, которые образуют БМП своими «головными частями» (plume head), путем достижения высоких степеней декомпрессионного плавления мантийного перидотита за счет высоких потенциальных температур (White, McKenzie, 1988; Campbell, Griffiths, 1992; Dobretsov et al., 2008). Вторая гипотеза, претендующая на объяснение образования континентальных БМП без существенной температурной аномалии конвектирующей мантии, предполагает отслоение (delamination) и погружение литосферы с дальнейшим заполнением образованного пространства горячей конвектирующей мантией, претерпевающей также высокие степени декомпрессионного плавления (см., например, Elkins-Tanton, 2005). Главным недостатком перечисленных концепций является отсутствие строгих оценок условий образования родоначальных магм и составов их мантийных источников.

Сибирская трапповая провинция имеет особое значение среди БМП. Это обусловлено, во-первых, ее грандиозным размером, делающим ее крупнейшей континентальной базальтовой БМП фанерозойского возраста (Лурье, Масайтис, 1962; Масайтис, 1983; Sharma et al., 1992; Добрецов, 1997; Reichow et al., 2005, 2009). Во-вторых, ее образование (в пределах точности многочисленных датировок) совпадает с одним из самых значительных в истории Земли массовых вымираний жизни 251 млн. лет назад на границе палеозойской и мезозойской эр и поэтому предполагается причиной этой катастрофы (Campbell et al., 1991; Kamo et al., 2003; White, Saunders, 2005). И, в-третьих, в ее северо-западной части локализованы крупнейшие в мире платиново-медно-никелевые сульфидные месторождения (Додин и др., 1971; Дюжиков и др., 1988; Геология и рудные ….,1994). Эти уникальные особенности сибирских траппов пока не находят объяснения в пределах единой непротиворечивой модели их образования. Сибирская провинция охватывает большую часть Восточно-Сибирской платформы, часть Таймыра и Западно-Сибирской плиты (рис. 1); в пределах последней в результате бурения под осадочными породами были установлены глубокопогруженные (на 3-7 км) вулканиты (Масайтис, 1983; Альмухамедов и др., 2000; Медведев, 2004).

Период интенсивного изучения Восточно-Сибирской платформы охватывает 60-70-ые годы прошлого столетия, когда проводились планомерные геолого-съемочные работы 1:1 000 000, 1:200 000 и 1:50 000 (на избранных участках) масштаба. Труднодоступность территории, участие различных организаций в этой работе, а также отсутствие современных методов исследования вещества привели к тому, что для отдельных частей провинции разработаны свои собственные схемы расчленения вулканических и интрузивных пород, которые в настоящий момент очень трудно сбить между собой. Обобщающих работ на эту тему опубликовано очень мало. К ним, в первую очередь, можно отнести сводку В.В. Золотухина с соавторами (1978) и (Sharma, 1996), опубликованную государственную карту 1:1 000000. Основная часть материалов по геологическому строению территории содержится в фондах.

Получение в последние годы прецизионных данных по геохимии пород Норильского и Маймеча-Котуйского районов (Федоренко, 1981; Федоренко и др., 1989; Lightfoot et al., 1990, 1993, 1994; Fedorenko et al., 1996; Arndt, et al., 1993, 1998; Fedorenko & Czamanske, 1997; , 2003) позволило во многом пересмотреть строение и историю развития траппового вулканизма, однако полная картина остается до сих пор неясной, поскольку корреляция выделенных в разных структурных зонах свит до сих пор не осуществлена на базе современных геохимических методов. Выполненные ранее корреляции не всегда оказываются надежными, поскольку сопоставляются разные по петрохимии базальты и туфы, составы которых не проанализированы на редкие элементы. Хорошо сопоставляются между собой лишь субщелочные породы начального этапа вулканизма и частично – толеитовые порфировые базальты его главной фазы. Но все это недостаточно для воссоздания общей истории развития вулканизма в пределах всей провинции в целом.

Поэтому для суждения об общих закономерностях развития траппового магматизма в районе необходимо проводить детальные геолого-геохимические исследования вулканических и интрузивных пород в пределах разных пликативных структур. Именно такой подход применен нами для исследования вулканитов Норильского района, результаты которого излагаются ниже.

2.1. История и проблемы изучения вулканитов в Норильском районе

Наиболее важное значение для понимания общей истории развития территории имеет Норильский район, характеризующийся особыми чертами геологического строения: большой мощностью вулканогенных образований (3,7 км), присутствием в разрезе наряду с широко распространенными толеитовыми базальтами субщелочных и пикритовых разновидностей пород, а также наличием уникальных Pt-Cu-Ni месторождений в ультрабазит-базитовых интрузивных комплексах. Все это создает предпосылки для успешного решения проблем происхождения огромных объемов магматических пород в отдельных блоках земной коры и их роли в образовании суперкрупных месторождений, не имеющих аналогов в мире по запасам и ценности магматических сульфидных руд.

Норильский район изучен наиболее детально по сравнению с остальными частями провинции в связи с его рудоносностью. Его систематическое изучение было начато в 40-50-ые годы Спейтом Ю.А., Домаревым В.С., Фоминым П.С., Тимашковым Н.А. и др., чьи материалы впоследствии послужили основой для составления государственной геологической карты масштаба 1:1000000 для листов R-46,47 и R-44,45 (Государственная…, 2000). Основы расчленения пород вулканогенной толщи были заложены в конце 1950-ых – начале 60-ых годов 20 в. во время региональных геолого-съемочных и геолого-поисковых работ. Главные свиты были выделены Г.Д. Масловым (1961), Д.А. Додиным, Я.И.Полькиным. В 1993 году редколлегией «Таймыргеолкома» была утверждена “Опорная легенда геологической карты масштаба 1:50000, серия Норильская”, которая является в настоящее время основой для производства всех видов крупномасштабных геологоразведочных работ в Норильском районе. Вулканогенная толща подразделяется на 11 свит (снизу вверх, рис. 1, табл.2.1), среди которых выделяются: высокотитанистые ($TiO_2 > 2–3$ мас.%, субщелочные и пикритовые базальты) – ивакинская (iv), сыверминская (sv), гудчихинская (gd) – и низкотитанистые ($TiO_2 \leq 1$ мас.%, толеитовые базальты) – хаканчанская (hk), туклонская (tk), надеждинская (nd), моронговская (mr), мокулаевская (mk), хараелахская (hr), кумгинская (km) и самоедская (sm) (Геологическая карта … , 1994). Их принципиальная характеристика (петрография, петрохимия, геохимия, минеральный состав) дана в ряде работ (Додин,1967, Додин и др.,1971_1; Васильев, Золотухин, 1975; Золотухин и др., 1984; Геологическое строение …, 1994; Рябов и др., 2000). Было установлено (Линд, Щекоторуров,1991), что породы ивакинской свита обладают обратной намагниченностью и, следовательно, были сформированы в поздней перми, что нашло отражение на картах.

Таблица 2.1. Схема стратиграфического расчленения вулканогенных пород Норильского района (Геологическая карта…, 1994; с изменениями автора)

Возраст, индекс	Свита	Подсвита	Мощность, м	Основной тип пород
T_1sm	Самоедская	T_1sm	500	Базальты афировые, пойкилоофитовые, туфы
T_1km	Кумгинская	T_1km	0-200	Базальты афировые, порфировые, туфы
T_1hr	Хараелахская	$T_1hr_2^2$	125	Базальты афировые, порфировые, туфы
		$T_1hr_2^1$	125	Базальты афировые, туфы
		$T_1hr_1^2$	80	Базальты плагиогломеропорфировые
		$T_1hr_1^1$	185	Базальты афировые, огломеропорфировые
T_1mk	Мокулаевская	T_1mk_2	285	Базальты афировые, гломеропорфировые, туфы
		T_1mk_1	300	
T_1mr	Моронговская	T_1mr_2	445	Базальты афировые, порфировые, туфобрекчии
		T_1mr_1	215	
T_1nd	Надеждинская	T_1nd_3	72−40	Базальты гломеропорфировые
		T_1nd_2	252-173	Базальты порфировые, туфы
		T_1nd_1	172-167	Базальты порфировые и толеитовые, туфы
T_1tk	Туклонская	T_1tk	52-42	Базальты толеитовые
T_1hk	Хаканчанская	T_1hk	19-0,6	Базальты толеитовые, туфы, туффиты
T_1gd	Гудчихинская	T_1gd_3	0-60	Базальты гломеропорфировые
		T_1gd_2	70-60	Пикриты, туфы
		T_1gd_1	44-38	Базальты порфировые, туфы
T_1sv	Сыверминская	T_1sv	129−<100	Базальты толеитовые
P_2iv	Ивакинская	P_2iv_2	72−?	Базальты андезиновые
		P_2iv_1	28−?	Базальты лабрадоровые

Для строения туфолавовой толщи в целом характерно чередование в разрезе покровов базальтов и горизонтов пирокластических и вулканогенно-осадочных пород. Последние нередко содержат остатки ископаемой флоры, по которым определялся возраст пород. Туфолавовая толща делится на две части: нижнюю, включающую образования ивакинской - надеждинской свит и отличающуюся контрастным составом (дифференцированная серия лав, отвечающая по составу щелочным, ультраосновным и породам нормального ряда повышенной кремнекислотности) и верхнюю, объединяющую вулканиты моронговской – самоедской свит, характеризующуюся стабильным химическим составом и соответствующую породам нормального ряда. Породы нижней толщи, отличающиеся контрастными вариациями состава, отчетливо подразделяются на свиты, которые хорошо диагностируются в полевых условиях и картируются на местности. Породы верхней толщи очень близки по своим петро-геохимическим характеристикам и текстурно-структурным особенностям, поэтому их расчленение сильно затруднено. Их деление на свиты, а тем более на подсвиты, не всегда обосновано, поскольку наблюдаются существенные вариации строения и состава верхней части толщи по простиранию. Отсутствие надежных маркирующих горизонтов часто делает невозможным проведение границ между свитами. Единственным надежным репером является мощный (20-100 м) покров гломеропорфировых базальтов в основании мокулаевской свиты (надаянский покров), который позволяет точно установить границу между моронговской и мокулаевской свитами на востоке Норильского района, а также в пределах плато Путорна. В случае его отсутствия в западной части территории эта граница часто также становится условной. Наибольшие сложности возникают при проведении границ средних свит – хаканчанской, туклонской и надеждинской, в которых существенное место занимают толеитовые базальты, располагающиеся друг над другом в разрезе.

Новый этап исследований, позволивший во многом уточнить состав и строение вулканогенных пород района, связан с применением новых геохимических методов – изучением распределения редких элементов в породах и исследованием их изотопных характеристик. Начало его связяно с работами И.Д. Волкова (1963), Ю.А.Балашова и Г.С. Нестеренко (1966), Г.С.Нестеренко и др. (1964, 1973, 1991) и др. Но основной объем информации получен в течение последних 20 лет (Lightfoot et al., 1990; 1993; 1994; 2007; Brugman et al., 1993; Wooden et al., 1993; Howkesworth et al., 1995; Fedorenko et al., 1996;1997; Kamo et al., 2003; Налдретт, 2003; Naldrett, 2002, Keays & Lightfoot 2010). На основании этих данных было показано, что нижняя и верхняя туфо-лавовые толщи отличаются между собой повышенным (>2) и пониженным (< 2) Gd/Yb отношением соответственно. Было установлено, что близкие по составу толеитовые базальты туклонской и надеждинской свит обладают различными спектрами распределения редких элементов, позволяющими надежно отличать их друг от друга. Важным оказалось и установление обедненности в три раза нижней части надеждинской свиты цветными металлами (так, содержания Cu, в частности, в ней составляют 20-30 ppm по сравнению с 80-100 ppm в других свитах).

Однако такие работы были выполнены только на примере разреза базальтов Хараелахской мульды (скв. СГ-9 и СГ-32), дополненного разрезом г. Сундук (разрез 1F). Между тем ранее было показано (Додин, 1967; Золотухин и др., 1986; Старосельцев, 1989; Рябов и др., 2000), что разные структурные элементы территории характеризуются разными разрезами, поэтому для получения полной картины эволюции магматизма в районе необходимо провести изучение строения вулканитов в разных частях района. При этом результаты этих исследований могут приводить к принципиально иным выводам по сравнению с таковыми, полученными на основании изучения единичных разрезов. Примеры таких несоответствий продемонстрированы в работе (Krivolutskaya et al., 2009).

Попытки определения возраста магматических пород района предпринимались неоднократно. Сначала они выполнялись ^{40}Ar-^{39}Ar методом по плагиоклазу и валовому составу пород для ивакинской, сыверминской, гудчихинской и хараелахской свит (Renne & Basu, 1991;, Dalrymple et al., 1995; Campbell et al,, 1991). Все они дали возраст 243.5-245.3 Однако данные для рудоносного интрузива Норильск 1, прорывающего эти свиты, показали более древний возраст 248.7±2.4 и 249.2±2.4 Ma.

2.2. Результаты изучения вулканических пород Норильского района

Изучение вулканогенных пород осуществлялось автором в основном по коренным обнажениям (часть работ выполнена совместно с геологами ООО «Норильскгеология» в процессе проведения съемочных работ 1:50000 м-ба, отв. исп. В.Н.Михайлов), а также по скважинам (рис. 2.1).

Для характеристики вулканогенных пород приводится детальное строение разреза, выполненное автором совместно с А.В. Рудаковой, полученное по скважинам, пробуренным в северной части Норильской мульды при разведке Масловского месторождения, который не нашел отражения в работах предыдущих исследователей-геохимиков.

Основная часть работ по изучению вулканогенных пород выполнена в восточной части района, наименее изученной современными методами. Данная территория вызывает особый интерес, поскольку она приурочена к северному периклинальному замыканию Хантайско-

Рыбнинского вала, разделяющему Норильский район на два структурно различных блока: на

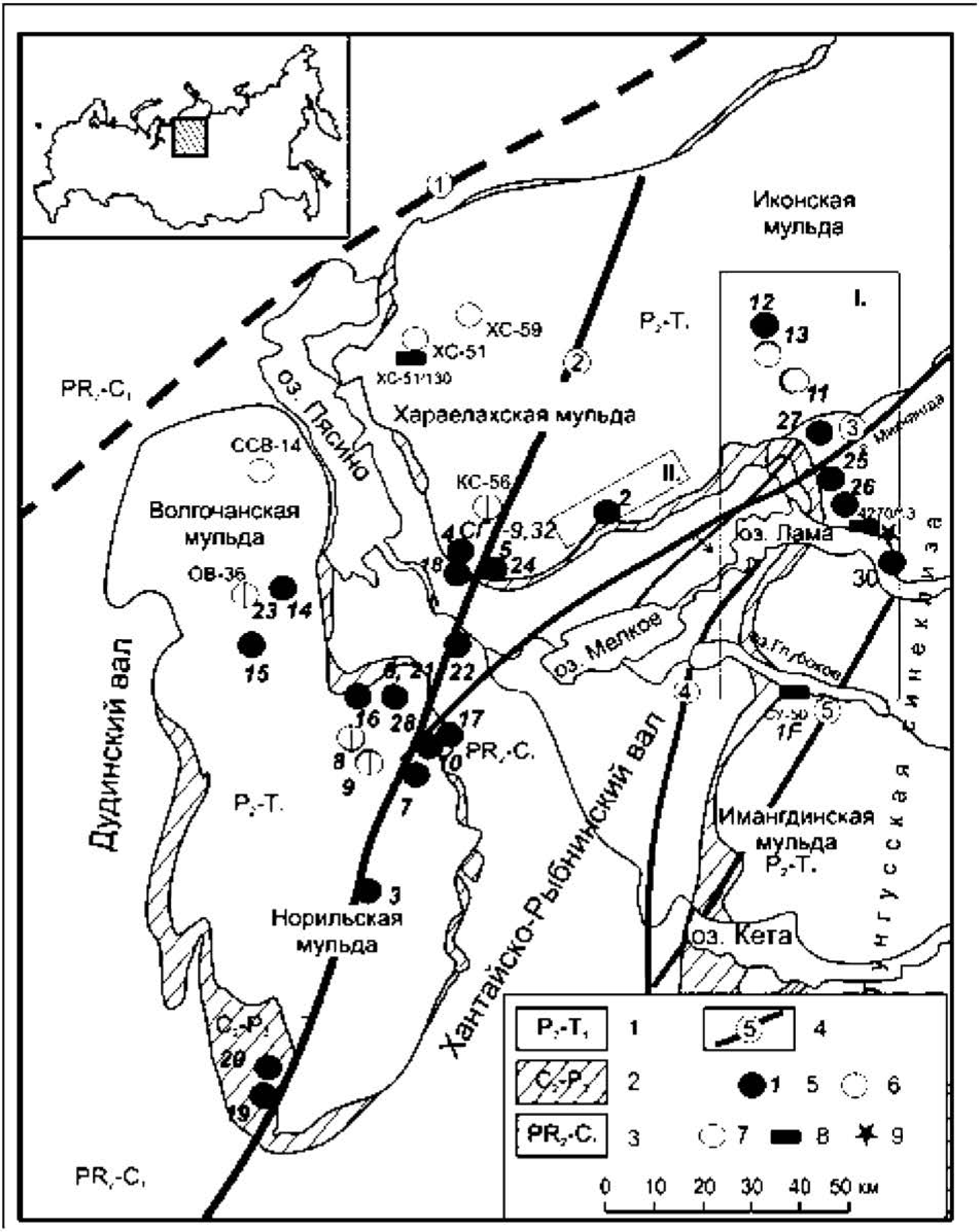


Рис. 2.1. Карта фактического материала: положение изученных разрезов вулканитов на тектонической схеме Норильского района (по Михайлову, 2003ф)

Условные обозначения:1 – вулканиты трапповой формации, 2 – отложения тунгусской серии, 3 – терригенно-карбонатные породы, 4 – разломы (1 – Енисей-Хатангский, 2- Норильско-Хараелахский, 3 – Микчангдинский, 4-Имангдинский, 5 – Ламско-Летнинский), 5 – интрузивы и их номера (см. табл.3.1), 6-7 – скважины, в которых изучены: 6 - вулканиты и интрузивы; 7 – вулканиты. Прямоугольниками обозначены районы детальных исследований эффузивов. 8 - положение образцов gd пикритов с изученными расплавными включениями, их номера, 9 – положение разреза, показанного на рис.2.18. Скв. СГ-9, СГ-32 и разрез 1F из работ (Lightfoot et al., 1990, 1993,1994; Fedorenko et al., 1996).

западе это Норильско-Хараелахский прогиб, а на востоке – западня часть Тунгусской синеклизы (рис.1.3). Развитие магматизма, как это будет продемонстрировано ниже, происходило по-разному на этих территориях. Поэтому изучение строения вулканогенной толщи в зоне перехода от рифтогенной структуры к платформенной обстановке особенно интересно, именно здесь получены наиболее весомые результаты по вулканогенным породам. Основные закономерности, выявленные на ранних этапах изучения другими геологами, подтверждены и для восточной части Норильского района: 1) получены характеристики главных свит на основании распределения в породах редких элементов (рис. 2.2) и 2) установлено двучленное строение разреза, отражающее вариации туфо-лавовой

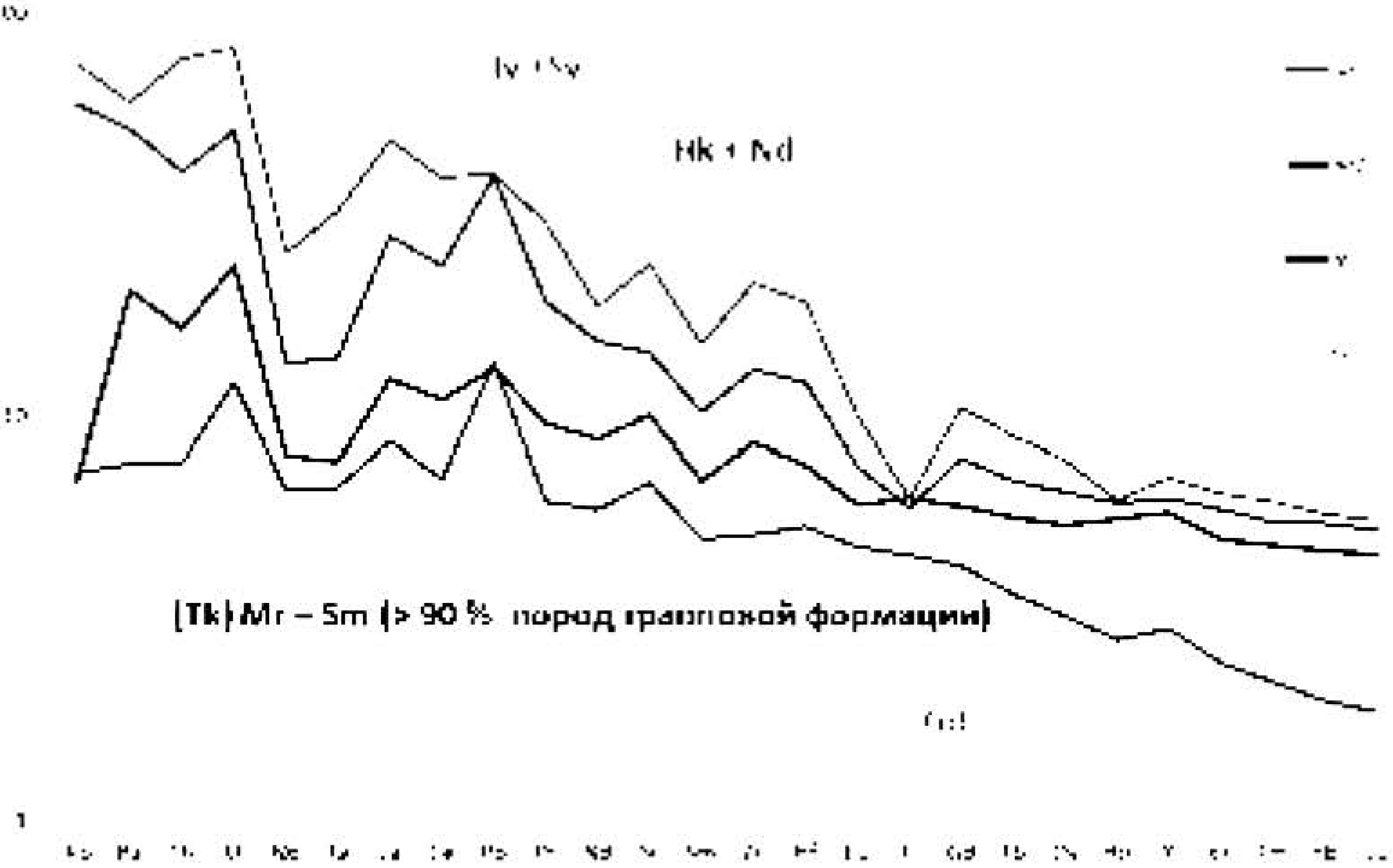


Рис. 2.2. Главные типы спектров для вулканогенных пород Норильского района

(по данным автора, Приложение 2)

толщи по составу (рис. 2.3). Нами же впервые обнаружены высокомагнезиальные породы в составе надеждинской свиты, которые будут описаны ниже.

Общая характеристика вулканогенных пород района на примере Норильской мульды

Норильская мульда, вулканические породы которой в геохимическом отношении оставались практически неизученными, представляет особый интерес в связи с распространением в ее пределах многочисленных интрузивных образований норильского комплекса с вкрапленными или сплошными рудами (месторождения Норильск 1, Норильск 2, Большая Барьерная, Черногорское и Масловское месторождения), локализованных максимально высоко среди вулканогенных пород в пределах Норильского района в средней части разреза туфо-лавовой толщи. Такая геологическая ситуация позволяет более аргументированно подходить к решению проблемы комагматичности интрузивных и эффузивных образований, поскольку в одном разрезе наблюдаются непосредственные геологические взаимоотношения между габбро-долеритами и вулканитами. В других пликативных структурах района подобные массивы сосредоточены на более низких стратиграфических уровнях, преимущественно в осадочных отложениях девона, подстилающих вулканогенную толщу (Хараелахский и, частично, Талнахский интрузивы с богатыми платино-медно-никелевыми рудами в Хараелахской мульде; Вологочано-Пясинский интрузив с прожилково-вкрапленным оруденением в Вологочанской мульде), поэтому проводить их сопоставление с лавами значительно труднее. Кроме того, в строении Норильской мульды принимают участие породы всех свит, используемых в модельных построениях формирования месторождений разных авторов (гудчихинской, туклонской, надеждинской и моронговской), что позволяет детально рассмотреть вопрос об их комагматичности с интрузивами норильского комплекса.

Разрезы вулканогенной толщи изучались как по скважинам, расположенным на севере Норильской мульды, так и в естественных обнажениях в восточной части района. В качестве опорных были выбраны скважины ОМ-6 и ОМ-25, вскрывшие вулканогенные образования в центральной и восточной частях мульды мощностью 1100 м и 700 м соответственно и расположенные на расстоянии 5 км друг от друга (рис. 2.1). Это позволило проследить изменения строения и составов пород по латерали в пределах мульды. Важным критерием при выборе скважины ОМ-25 для детального изучения явилось присутствие среди вулканитов маломощного силла норильского комплекса − апофизы Масловского интрузива, содержащего богатое прожилково-вкрапленное медно-никелевое оруденение. Последнее обстоятельство дает возможность получения дополнительной информации о генетической взаимосвязи интрузивных и эффузивных пород района.

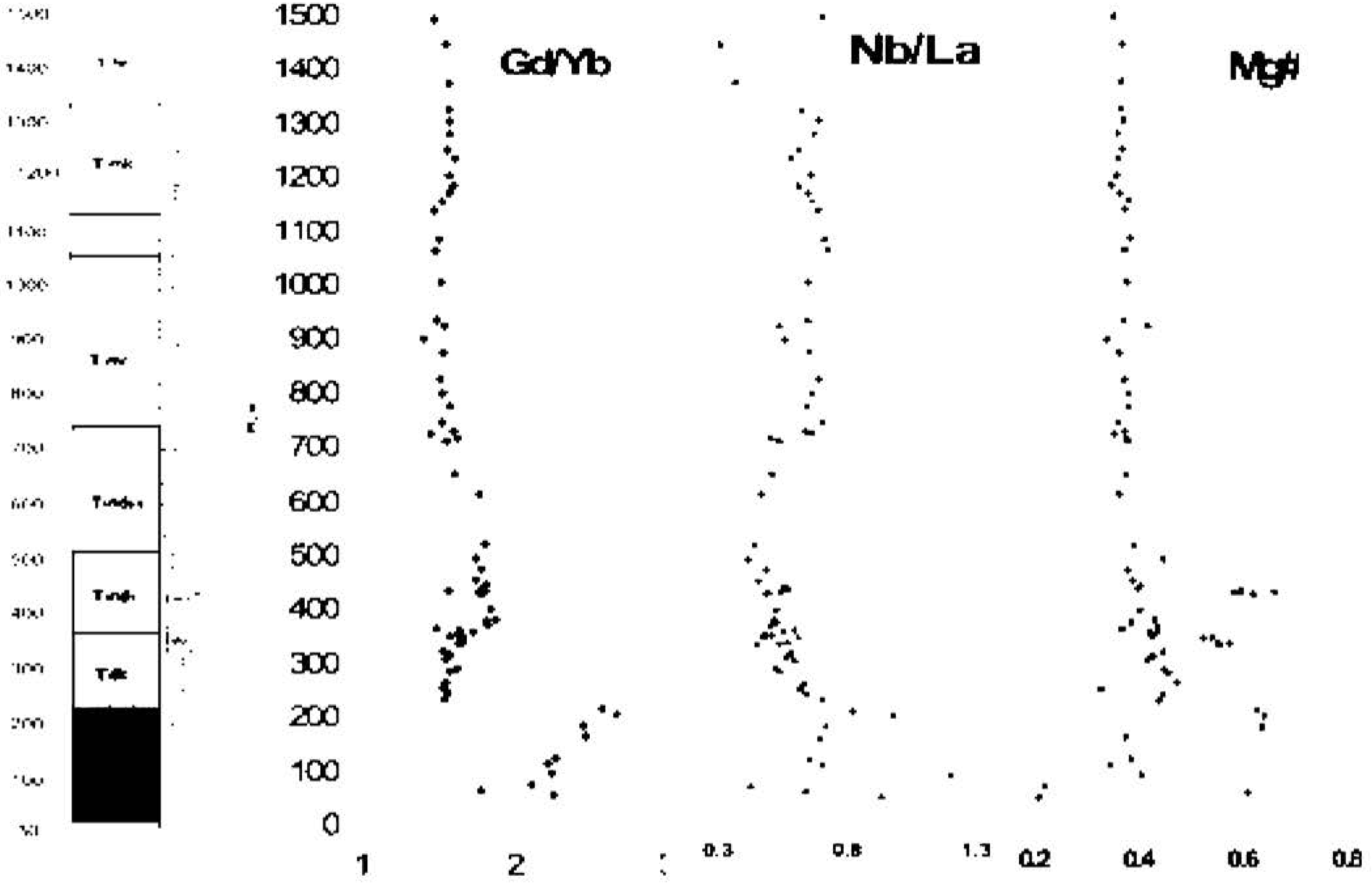


Рис. 2.3. Сводный разрез туфо-лавовой толщи для восточной части территории Норильского района

(данные по составам пород – в Приложении 2)

При детальном изучении вулканогенных пород Норильской мульды установлено семь из указанных выше одиннадцати свит, характеризующих нижнюю половину всего разреза базальтоидов Норильского района (рис. 2.4). Наиболее мощный разрез пород трапповой формации описан по скважине ОМ-6 в центральной части структуры, а более сокращенный – в восточной части мульды. Отнесение покровов к той или иной свите проводилось в соответствии с характерными морфологическими и текстурно-структурными особенностями слагающих их пород (Додин и др., 1971_2) с последующим уточнением границ по геохимическим данным. Следует отметить, что практически все потоки имеют нижнюю и верхнюю (более мощную) миндалекаменные зоны, что позволяет уверенно различать их в разрезе.

Ивакинская свита залегает согласно на терригенных породах тунгусской серии. Для слагающих ее пород типична темно-серая до черной окраска, тонко-мелкокристаллическая структура и порфировая текстура. В центральной части мульды свита состоит из двух подсвит, разделенных двухметровым слоем туфов. *Нижняя* из них сложена двумя покровами порфировых (лабрадоровых) базальтов мощностью 19,9 и 7,4 м, а *верхняя* − тремя потоками более кислых андезиновых базальтов, мощность которых соответственно составляет 39,1; 18,0 и 15,5 м. В подошве пачки залегает прослой пелито-псаммитовых туфов мощностью 2 метра. Общая мощность свиты в центральной части мульды достигает 105 м, для восточной части таких данных нет, поскольку скважина ОМ-25 не вскрыла ивакинскую свиту.

Базальты *сыверминской свиты* сменяют вверх по разрезу порфировые базальты ивакинской свиты и отделяются от них прослоем пелито-псаммитовых туфов мощностью 1 м с неяснослоистой текстурой. Они характеризуются толеитовой структурой и массивной текстурой. Их отличительной особенностью является зеленовато-серая окраска вследствие развития вторичных минералов в породах, а также небольшая мощность потоков (в среднем 4-6 м) с более мощными по сравнению с потоками других свит миндалекаменными зонами (1-3 м). В составе свиты установлено 18 потоков базальтов. Между отдельными потоками выявлены 3 маломощных прослоя туфов и туфобрекчий (0,4, 0,3 и 1,2 м). Общая мощность свиты составляет 129,5 метров в центре и около 100 м – на востоке мульды (неполная, частично вскрытая скв. ОМ-25).

Породы *гудчихинской свиты* располагаются в стратиграфическом разрезе выше базальтов сыверминской свиты и отделяются от них прослоем туфов алевро-псаммитовой размерности. В центральной части мульды мощность туфов составляет 0,6 метров, на юго-востоке − 0,3 метра. Для всех пород свиты характерен более меланократовый облик, чем для всех остальных разновидностей базальтов выше- и нижележащих свит, обусловленный присутствием в них сильно измененного оливина. Свита состоит из двух подсвит – нижней и верхней. *К нижней* подсвите относятся два потока полифировых темно-серых базальтов с мелкокристаллической структурой, в которых во вкрапленниках наблюдаются гломеропорфировые сростки плагиоклаза и оливина размером не более 2 мм. Мощности потоков в центре мульды достигают 34,2 и 9,9 метрам, а на периферии 26,2 и

обусловленный присутствием в них сильно измененного оливина. Свита состоит из двух подсвит – нижней и верхней. *К нижней* подсвите относятся два потока полифировых темно-серых базальтов с мелкокристаллической структурой, в которых во вкрапленниках наблюдаются гломеропорфировые сростки плагиоклаза и оливина размером не более 2 мм. Мощности потоков в центре мульды достигают 34,2 и 9,9 метрам, а на периферии 26,2 и

11,7 м соответственно. Между ними отмечается достаточно мощный прослой туфобрекчий (13,9 м в скважине ОМ-6 и 8,7 м в скважине ОМ-25). *Верхняя* подсвита сложена темно-серыми с буроватым оттенком среднекристаллическими пикритовыми базальтами с единичным маломощным (0,8 м) прослоем туфов. В разрезе центральной части мульды установлено 8 потоков базальтов мощностью от 7,8 до 22,7 м. К юго-востоку их количество снижается до 4-х и их мощность существенно уменьшается (до 2,3-10,0 м). Породы интенсивно изменены по всему разрезу свиты. В скважине ОМ-6 над пикритовыми базальтами фиксируется горизонт туфобрекчий (7,2 м). Мощность свиты варьирует от 127 м в центре до 100,9 м на периферии Норильской мульды.

Хаканчанская свита перекрывает гудчихинскую свиту и представлена туфогенными породами и базальтами с толеитовой структурой. Наиболее сложное строение она имеет в центре мульды, где она состоит из трех потоков базальтов, общей мощностью 34 м, и неоднородного по строению горизонта туфов. Последний по размерности обломков и характеру слоистости подразделяется на три части. Нижняя из них (12 м) сложена туфами с отчетливой слоистой текстурой, обусловленной чередованием тонких (от 1 мм до 3-4 см) слоев темно-серого цвета пелитовой размерности с прослоями псаммитовых зеленовато-серых туфов (10-15 см). Средняя часть мощностью 3,8 м представлена зеленовато-серыми туфами также со слоистой структурой, образованной за счет чередования пород иной по сравнению с нижележащими размерности – псефитовой (0,1-5 мм) и пелитовой (<0,1 мм). Мощность первых существенно больше: она варьирует от 2 мм до 15-20 см, в то время как для вторых она составляет 1-15 мм. Верхняя 4-х метровая часть состоит из темно-серых пелитовых туфов с неяснослоистой текстурой. Мощность туфов хаканчанской свиты резко снижается от центральной (19,4 м) к бортовой части мульды (0,6 м), а базальтов сокращается до 17 м.

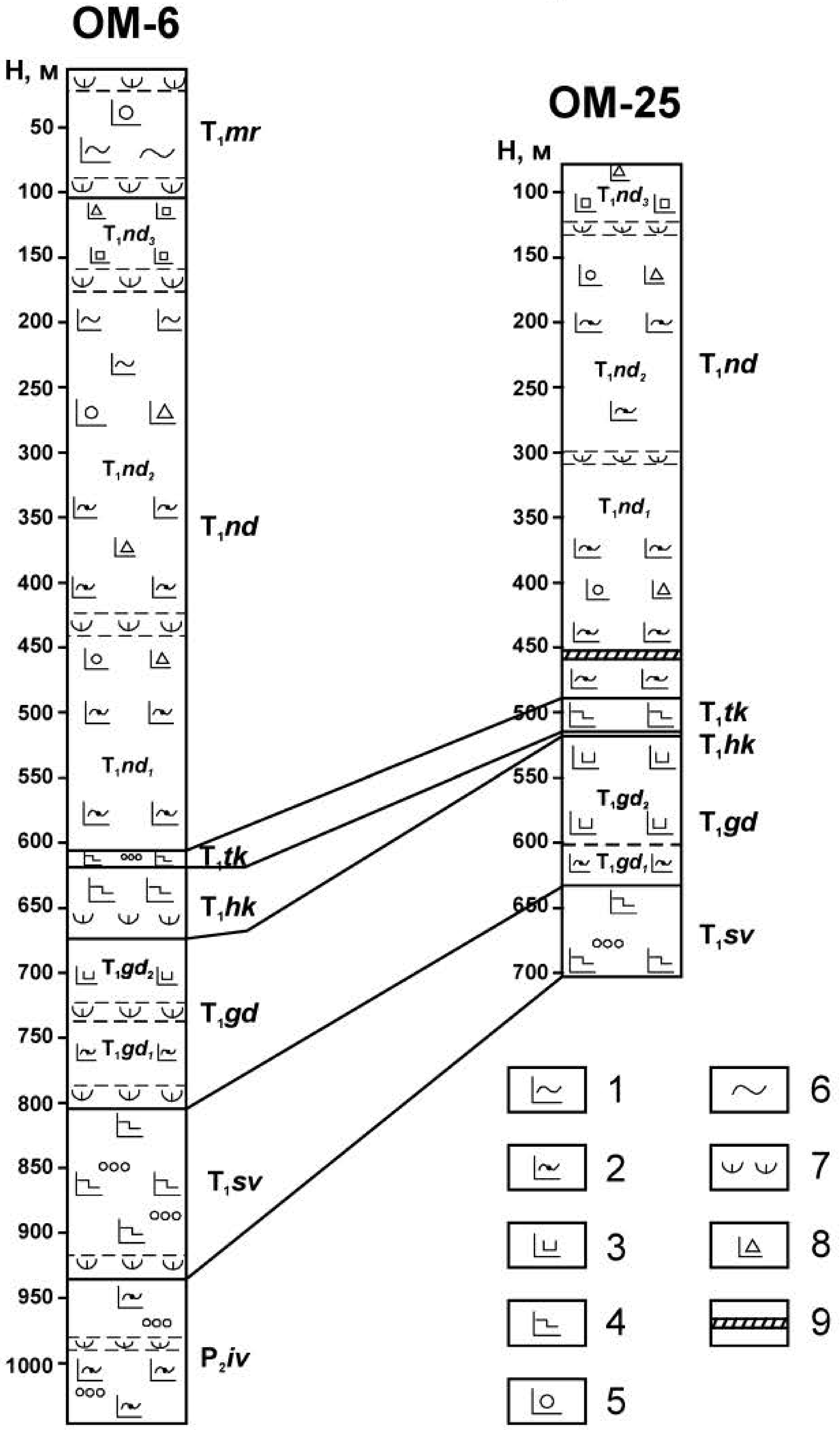


Рис. 2.4. Строение туфо-лавовй толщи Норильской мульды по скважина ОМ-6 и ОМ-25.

1-6 – базальты:

1 – афировые,

2 – порфировые,

3 – пикритовые,

4 – толеитовые,

5 – миндалекаменные,

6 – флюидальные,

7 – туфы,

8 – лавобрекчии,

9 – габбро-долериты.

P_2iv – ивакинская, T_1sv – сыверминская, T_1gd – гудчихинская (gd_1 – нижняя и gd_2 – верхняя подсвиты), T_1hk – хаканчанская, T_1tk – туклонская, T_1nd – надеждинская (nd_1 – нижняя, nd_2 – средняя и nd_3 – верхняя подсвиты), T_1mr – моронговская.

Вулканиты *туклонской свиты* залегают на хаканчанских породах и представлены светло-зеленовато-серыми базальтами с толеитовой мелкокристаллической структурой и массивной текстурой. В наиболее мощном разрезе вулканогенной толщи, вскрытом скв. ОМ-6, установлено пять потоков различной мощности (снизу вверх): 31,3; 2,8; 7,2; 2,1 и 8,7 м. Породы интенсивно хлоритизированы, вследствие чего приобрели равномерную зеленоватую окраску, выделяющую их на фоне ниже- и вышележащих пород. Среди базальтов зафиксирован маломощный (20 см) прослой туфов зеленовато-бордового цвета псаммитовой размерности с четкой слоистой текстурой. К борту мульды количество потоков сокращается до двух мощностью 16,3 и 25,6 м. Нижний из них сложен редкопорфировыми темно-серыми базальтами с долеритовой мелкокристаллической структурой основной массы и массивной текстурой, а верхний идентичен толеитовым базальтам центральной части. Между покровами залегает маломощный, метровый, слой псаммитовых туфов темно-серого цвета со слабо выраженной слоистостью. Мощность туклонской свиты меняется от 52,3 до 42,9 м.

Надеждинская свита располагается над туклонской. Она характеризуется как повышенной мощностью отдельных потоков, так и большей суммарной мощностью по сравнению с остальными семью свитами, описанными в пределах Норильской мульды. Для большей части пород надеждинской свиты типична темно-серая до черной окраска и афировая структура. Строение ее в центральной и юго-западной частях Норильской мульды существенно отличается. В центре она состоит из трех подсвит мощностью (снизу вверх) 171,8; 252,3 и 72,2 м, разделенных между собой прослоями туфов. В *нижней* подсвите насчитывается десять потоков (мощностью 10-15 м) афировых и редкопорфировых (преимущественно полифировых) базальтов, в подошве которых располагаются туфобрекчии и туфы мощностью 5-7 м. Размерность обломков варьирует от пелитовой до агломератовой. По направлению к юго-восточному борту мульды в основании свиты появляются два (13,2 и 11,4 м) потока толеитовых базальтов, перекрытых 6 потоками афировых и полифировых разновидностей. При этом общая мощность подсвиты сохраняется. *Средняя* подсвита начинается с мощного (14,3 м) прослоя туфов, который перекрывается туфобрекчиями. В ее составе установлено 22 покрова базальтов мощностью 7-14 м, среди которых преобладают афировые и полифировые разновидности. Они разделяются прослоями туфов (мощностью от 1 до 6,7 м). Кровля пачки фиксируется присутствием мощного (15,9 м) горизонта псефитовых и псаммитовых туфов, а также двух покровов афировых базальтов. На востоке строение пачки меняется: она состоит из десяти покровов мощностью от 4,4 до 35,7 м, преимущественно полифировых и гломероолигофировых (с вкрапленниками плагиоклаза и пироксена), реже базальтов с неяснокристаллической структурой. *Верхняя* подсвита существенно отличается от нижних: она представлена исключительно гломеропорфировыми мелкокристаллическими базальтами, в которых до 25% составляют сростки таблитчатых зерен плагиоклаза размером до 5 мм. Они образуют шесть потоков мощностью от 1,4 до 22,3 м. К юго-востоку мощность гломеропорфировых разновидностей пород сокращается до 40 м, мощность нижней и средней подсвит составляют 167,6 и 173,1 м соответственно. Наибольшая мощность надеждинской свиты (скв. ОМ-6) достигает почти 500 м.

Моронговская свита, венчающая изученный разрез, залегает на надеждинской свите. В ее составе наряду с базальтами существенную роль играют пирокластические породы, что выделяет ее на фоне остальных свит. Она присутствует только в центральной части мульды, где состоит из пяти покровов афировых, реже порфировых базальтов нижней подсвиты, и мощного пласта туфов, составляющего верхнюю подсвиту. Темно-серые базальты *нижней* подсвиты характеризуются флюидальной текстурой. Преобладают порфировые разновидности, в которых во вкрапленниках присутствует в небольшом количестве (до 5%) плагиоклаз, часто в гломеропорфировых сростках. Большинство лавовых потоков подстилается слоистыми туфами пелито-псефитовой размерности (3-5 м). Мощность нижней подсвиты равна 75 метрам. *Верхняя* подсвита сложена слоистыми зелеными и коричнево-красными туфами различной размерности − от пелитовой (размер обломков не превышает 0,5 мм) до агломератовой (десятки сантиметров), в которых обломочный материал представлен преимущественно афировыми, редко миндалекаменными базальтами. Ее мощность достигает 28 м.

Геохимические особенности вулканогенных пород Норильской мульды.

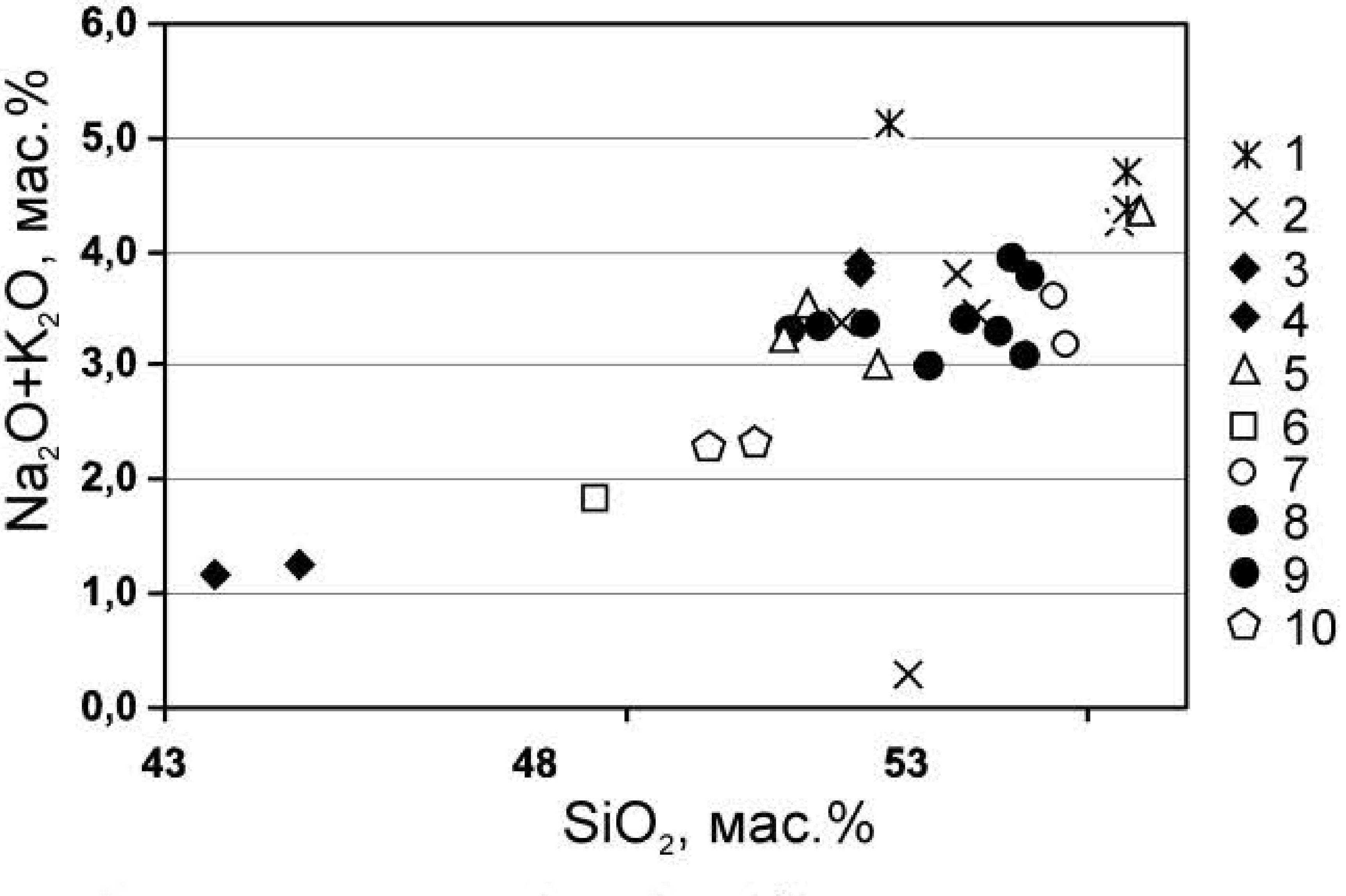


Рис. 2.5. Диаграмма (Na_2O+K_2O) – SiO_2 для пород Норильской мульды

Условные обозначения: 1 – ивакинская свита; 2 – сыверминская свита; 3-4 – гудчихинская свита: 3 – нижняя подсвита, 4 – верхняя подсвита; 5 – хаканчанская свита; 6 − туклонская 7-9 – надеждинская свита: 7 – нижняя подсвита, 8 – средняя подсвита, 9 – верхняя подсвита; 10

Таблица 2.2

− моронговская свита. Диаграмма построена по содержаниям окислов в породах, приведенным в таблице 2, а также по неопубликованным данным авторов.

Главные элементы. Рассмотрение вариаций химизма вулканогенной толщи Норильской мульды свидетельствует о наличии в ее пределах достаточно широкого спектра пород (таблица 2.2). По содержанию SiO_2, (46-55 мас.%) устанавливается непрерывный ряд от базальтов до андезитов. Суммарное количество щелочей меняется от 0,4 до 6 мас.%, а содержание MgO составляет 3-20%. Диаграмма (Na_2O+K_2O) – SiO_2 демонстрирует (рис.2.5) наиболее высокую щелочность пород нижних двух свит – ивакинской и сыверминской, сложенных трахибазальтами и базальтовыми трахиандезитами, причем породы первой из них относятся к высококалиевым образованиям. Базальты остальных свит попадают в область пород нормального ряда. Резкие колебания содержаний SiO_2 наблюдаются как внутри отдельных свит (ивакинская, надеждинская), так и между ними. Концентрация MgO существенно меняется в изученных породах. К наиболее высокомагнезиальным образованиям относятся породы гудчихинской свиты из верхней части разреза, сложенной пикритовыми базальтами, в которых содержание окиси магния увеличивается от нижних потоков к верхним и достигает 20 мас.%. Наименьшие значения (3-5 мас.% MgO) типичны для нижних свит, особенно для верхней части ивакинской свиты. Остальные породы разреза характеризуются узким диапазоном значений MgO – 6-8 мас.%, с некоторым увеличением содержаний магния в сторону молодых образований (моронговская свита).

Вариации содержаний главных петрогенных элементов в стратиграфической последовательности пород вулканической толщи показаны на рис. 2.6, где отчетливо проявляется различие между верхней ее частью, имеющей однородное строение, по сравнению с нижней, более контрастной по составу. Так, в нижней части изученного разреза устанавливается плавное снижение содержаний TiO_2 от базальтов ивакинской (2,1 мас.%) до туклонской (0,8) свиты, а в верхней части фиксируются устойчиво низкие его концентрациями (0,9-1,3 мас.% TiO_2). Тем не менее, незначительные вариации содержаний титана позволяют и в пределах верхней половины отделять наиболее молодые породы (средненадеждинская − моронговская свиты), обогащенные этим компонентом, от более древних, обедненных им (нижняя часть надеждинской свиты).

Элементы – примеси. Анализ спектров распределения редких элементов в вулканогенных образованиях трапповой формации Норильской мульды (рис.2.7), нормированных к примитивной мантии, свидетельствует с одной стороны об определенном их сходстве (обогащенность несовместимыми элементами, наличие в разной степени

Таблица 2.2. Содержание главных и редких элементов в вулканических породах Норильской мульды

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр. элемент	46.1	89.9	146	189	252	269	282	285	291
SiO_2	48.9	49.4	50.1	47.8	52.1	49.7	52.4	50.6	52.0
TiO_2	1.12	1.10	1.00	1.26	1.06	1.18	1.12	1.21	1.12
Al_2O_3	16.7	16.2	15.0	14.9	12.9	15.3	13.3	14.4	14.5
Fe_2O_3	12.3	12.4	12.1	13.4	10.9	11.4	12.2	11.8	11.2
MnO	0.19	0.18	0.17	0.17	0.16	0.20	0.15	0.17	0.16
MgO	7.19	6.90	4.86	5.29	5.36	6.72	5.66	6.14	6.04
CaO	11.2	11.2	10.0	10.2	8.98	9.62	8.95	10.6	9.81
Na_2O	1.93	1.95	2.69	2.34	2.94	2.74	2.87	2.18	2.05
K_2O	0.33	0.38	0.63	0.43	0.99	0.56	0.91	1.18	1.22
P_2O_5	0.11	0.11	0.21	0.16	0.14	0.12	0.16	0.13	0.13
П.п.п.	1.45	1.87	2.85	3.18	3.60	2.11	1.48	1.22	1.45
Сумма	101	101	99.7	99.2	99.3	99.7	99.3	99.8	99.8
Rb	6.00	4.00	11.00	5.68	31.9	10.2	23.3	26.2	36.3
Ba	304	338	311	318	404	313	328	317	339
Th	1.07	1.48	2.52	3.71	4.18	3.74	3.90	3.65	3.64
U	0.45	0.54	1.10	1.11	1.17	0.98	1.07	0.96	0.95
Nb	5.1	5.70	8.35	10.7	8.82	9.01	8.39	8.67	10.4
Ta	0.32	0.32	0.45	0.64	0.95	0.58	0.56	0.55	0.68
La	7.33	9.07	15.5	18.60	21.0	17.9	18.9	19.6	19.6
Ce	17.1	20.7	32.8	40.6	44.3	41.0	40.8	42.0	41.8
Pr	2.06	2.39	3.94	4.97	5.32	5.06	4.93	5.06	5.00
Sr	207	207	286	273	364	350	275	271	261
Nd	10.6	12.3	16.19	20.09	21.3	19.9	20.0	19.8	19.9
Sm	3.02	3.27	3.57	4.50	4.60	4.27	4.26	4.24	4.33
Zr	89.0	98.0	117	150.8	144	144	144	142	161
Hf	2.43	2.63	2.70	3.81	3.84	3.67	3.80	3.53	3.95
Eu	1.05	1.07	1.05	1.29	1.24	1.18	1.18	1.21	1.28
Ti	5242	5148	5683	7123	6504	6416	6147	6302	6443
Gd	3.63	3.80	3.93	4.62	4.82	4.46	4.43	4.31	4.28
Tb	0.64	0.65	0.68	0.75	0.80	0.74	0.73	0.73	0.73
Dy	4.08	4.08	4.46	4.71	4.90	4.48	4.51	4.41	4.48
Y	22.3	23.1	25.2	24.2	25.6	23.4	23.1	23.4	23.3
Ho	0.88	0.87	0.98	0.98	1.05	0.92	0.96	0.91	0.92
Er	2.54	2.53	2.81	2.76	2.90	2.59	2.66	2.59	2.57
Tm	0.35	0.36	0.43	0.41	0.43	0.38	0.40	0.38	0.38
Yb	2.32	2.33	2.81	2.66	2.77	2.48	2.50	2.39	2.45
Lu	0.35	0.36	0.43	0.37	0.40	0.37	0.38	0.37	0.37
Cu	122	113	68.4	73.2	95.8	54.9	49.3	66.4	41.4
Ni	107	86	65.1	688	48.9	33.2	54.9	47.6	44.6

Продолжение 1 таблицы 2.2

№ п/п	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ обр. элемент	306.0	311.9	317.2	332.6	421.0	495.2	559.8	604.0	611.0
SiO_2	51.6	51.2	51.7	52.2	57.2	52.6	52.7	47.6	53.5
TiO_2	1.13	1.11	0.96	1.09	0.71	1.00	1.00	0.95	0.98
Al_2O_3	14.6	14.3	12.9	14.5	13.7	15.2	14.1	15.0	13.4
Fe_2O_3	11.3	10.8	9.19	11.8	7.55	10.9	11.0	10.8	10.6
MnO	0.15	0.18	0.20	0.15	0.11	0.13	0.14	0.17	0.14
MgO	5.88	5.49	4.45	5.05	2.62	4.74	4.70	7.83	6.33
CaO	9.89	10.9	8.21	9.62	3.37	8.86	9.25	11.9	6.40
Na_2O	2.32	2.07	2.66	2.44	0.37	2.64	2.60	1.60	3.25
K_2O	1.06	0.92	3.12	0.66	6.53	1.07	0.53	0.23	1.12
P_2O_5	0.12	0.13	0.11	0.14	0.15	0.14	0.13	0.08	0.13
П.п.п	1.53	2.50	6.13	1.63	6.77	1.96	3.06	3.43	3.24
Сумма	99.8	99.8	99.7	99.4	99.1	99.3	99.3	99.7	99.1
Rb	34.4	25.6	154	12.47	354	21.3	16.2	5.63	60.1
Ba	313	329	535	315	444	306	330	159	357
Th	3.61	3.78	3.21	3.82	6.65	3.77	4.12	0.67	3.54
U	0.94	1.09	1.31	1.00	1.65	1.11	1.04	0.19	0.81
Nb	8.25	8.69	7.41	8.53	12.7	8.46	9.16	3.27	8.56
Ta	0.53	0.56	0.50	0.85	0.91	0.59	0.66	0.18	0.56
La	18.5	19.9	16.6	19.2	28.0	18.0	20.1	4.28	17.8
Ce	39.8	41.8	34.6	41.5	58.8	38.4	42.5	9.74	39.3
Pr	4.82	4.92	4.24	4.99	6.75	4.64	5.10	1.37	4.82
Sr	281	290	251	273	71.2	272	377	230	196
Nd	19.1	19.5	16.8	20.0	26.5	18.9	20.2	6.34	19.6
Sm	4.06	4.14	3.74	4.39	5.29	4.10	4.22	1.86	4.10
Zr	138	145	125	143	200	129	138	55.6	137
Hf	3.44	3.62	3.21	3.71	5.13	3.30	3.61	1.46	3.47
Eu	1.18	1.18	0.91	1.23	1.27	1.13	1.21	0.83	1.13
Ti	5958	6233	5442	6378	6012	5922	5809	5040	5979
Gd	4.13	4.27	3.89	4.41	5.13	4.13	4.23	2.28	4.12
Tb	0.69	0.72	0.61	0.73	0.82	0.68	0.70	0.40	0.67
Dy	4.17	4.37	3.86	4.57	4.98	4.21	4.34	2.60	4.22
Y	22.2	22.2	20.3	23.5	25.8	21.7	22.2	14.1	21.3
Ho	0.88	0.91	0.81	0.97	1.03	0.89	0.92	0.56	0.87
Er	2.40	2.48	2.25	2.67	2.89	2.49	2.55	1.53	2.43
Tm	0.37	0.37	0.33	0.40	0.44	0.37	0.38	0.23	0.36
Yb	2.26	2.35	2.06	2.54	2.68	2.25	2.39	1.42	2.27
Lu	0.35	0.35	0.32	0.37	0.40	0.34	0.35	0.22	0.33
Cu	74.8	69.1	62.0	40.3	32.3	5.06	19.3	63.4	19.2
Ni	<2	44.2	42.1	38.6	166	50.2	69.9	86.7	17.9

Продолжение 2 таблицы 2.2

№ п/п	19	20	21	22	23	24	25	26	27
№ обр. элемент	619.1	646.0	671.1	703.7	708.4	750.4	792.2	838.7	852.5
SiO_2	49.9	50.7	49.7	44.4	43.5	50.4	50.4	51.6	51.0
TiO_2	0.85	0.90	1.05	1.50	1.52	1.75	1.79	1.52	2.75
Al_2O_3	14.0	14.7	13.2	9.13	8.65	15.2	15.2	13.7	12.5
Fe_2O_3	11.0	10.6	9.52	14.4	15.3	11.9	11.8	10.9	10.8
MnO	0.15	0.14	0.13	0.12	0.15	0.15	0.14	0.21	0.13
MgO	6.81	5.54	6.32	13.4	13.9	4.57	4.95	8.41	2.81
CaO	8.01	10.3	6.17	8.00	8.11	9.36	8.99	5.41	14.5
Na_2O	2.82	2.29	2.23	1.04	1.06	3.30	3.11	2.82	0.15
K_2O	0.72	0.71	1.02	0.18	0.07	0.60	0.69	0.94	0.14
P_2O_5	0.13	0.10	0.12	0.13	0.12	0.24	0.24	0.20	0.43
П.п.п.	4.63	3.13	9.82	6.64	6.52	1.98	1.84	3.59	3.99
Сумма	99.1	99.2	99.3	99.1	99.0	99.5	99.3	99.3	99.4
Rb	33.4	25.1	52.1	3.59	1.89	8.17	15.2	40.7	3.59
Ba	401	265	249	74.9	33.7	306	268	436	26.3
Th	3.13	2.93	4.38	1.23	1.13	1.87	1.78	3.78	7.35
U	0.74	0.65	1.41	0.37	0.43	0.44	0.43	0.97	1.81
Nb	7.68	7.44	8.06	6.24	5.85	10.3	10.0	11.0	23.6
Ta	0.52	0.50	0.57	0.49	0.58	0.65	0.65	0.89	1.64
La	18.4	16.6	19.7	7.18	6.60	18.1	16.6	22.6	41.7
Ce	37.7	34.9	42.1	18.9	17.0	39.3	37.2	48.7	89.5
Pr	4.55	4.20	5.01	2.73	2.46	5.08	4.83	5.94	10.9
Sr	4614	276	163	229	231	433	419	468	98.0
Nd	18.1	16.7	19.8	13.0	11.8	21.9	20.4	23.9	44.9
Sm	3.80	3.56	4.28	3.55	3.24	5.26	4.84	5.32	9.76
Zr	122	116	128	96.6	87.8	1566	158	188	341
Hf	3.17	2.95	3.34	2.69	2.41	3.92	3.79	4.60	8.56
Eu	1.09	1.07	1.16	1.17	1.17	1.81	1.63	1.63	2.61
Ti	5743	5020	5105	8977	8746	10860	10854	8811	14055
Gd	3.78	3.57	4.22	3.89	3.63	5.34	5.05	5.26	9.52
Tb	0.62	0.58	0.66	0.63	0.58	0.83	0.81	0.81	1.48
Dy	3.85	3.64	4.04	3.65	3.36	5.00	4.81	4.89	8.77
Y	19.6	18.4	20.2	16.9	15.4	23.5	22.9	23.3	42.0
Ho	0.82	0.76	0.84	0.72	0.67	1.00	0.97	0.99	1.76
Er	2.24	2.09	2.29	1.87	1.70	2.65	2.49	2.59	4.66
Tm	0.34	0.32	0.34	0.26	0.24	0.37	0.35	0.37	0.67
Yb	2.08	1.97	2.17	1.52	1.38	2.28	2.14	2.32	4.02
Lu	0.32	0.29	0.33	0.23	0.20	0.33	0.31	0.33	0.60
Cu	38.1	26.2	117	77.4	81.9	53.6	40.8	22.4	92.4
Ni	41.0	41.7	189	487	680	56.1	40.3	83.9	108

Окончание таблицы 2.2

№ п/п	28	29	30	31	32	33
№ обр. / элемент	874.6	890.3	914.0	940.2	992.5	1029.5
SiO_2	51.7	53.3	50.3	53.4	53.4	50.8
TiO_2	1.70	1.51	1.62	2.10	2.18	2.15
Al_2O_3	12.2	14.4	13.2	13.5	13.2	14.5
Fe_2O_3	11.5	10.3	11.8	12.0	13.4	14.2
MnO	0.14	0.15	0.16	0.13	0.16	0.17
MgO	6.81	4.76	7.12	3.82	3.79	3.04
CaO	8.27	6.99	7.54	7.04	5.34	6.59
Na_2O	2.71	2.67	2.61	2.75	2.96	3.71
K_2O	0.74	1.55	0.78	1.65	1.74	1.41
P_2O_5	0.25	0.19	0.27	0.35	0.80	0.95
П.п.п	2.89	3.10	3.58	2.15	2.50	1.67
Сумма	99.1	99.1	99.0	99.0	99.6	99.3
Rb	10.8	47.8	19.3	39.6	52.7	46.8
Ba	3649	422	323	531	764	582
Th	3.82	6.58	3.78	6.11	5.21	5.17
U	0.95	1.73	0.97	1.59	1.30	1.47
Nb	13.2	18.1	13.1	20.8	25.3	24.5
Ta	0.90	1.33	0.92	1.51	1.64	1.61
La	23.1	33.2	20.7	38.8	48.7	47.3
Ce	49.2	69.5	47.5	82.1	105	104
Pr	6.08	8.29	5.82	9.93	13.3	13.4
Sr	400	395	495	440	365	486
Nd	24.7	32.1	24.1	38.6	54.8	56.1
Sm	5.41	6.67	5.28	8.19	11.76	11.7
Zr	195	2396	192	281	359	270
Hf	4.67	5.95	4.54	6.94	8.99	6.60
Eu	1.64	1.69	1.68	2.16	3.32	3.00
Ti	8550	8224	8743	12057	13313	13561
Gd	5.20	6.28	5.18	7.50	11.06	10.8
Tb	0.83	0.96	0.83	1.18	1.65	1.61
Dy	4.88	5.76	4.93	7.08	9.61	9.31
Y	23.3	28.4	23.7	33.3	43.7	45.1
Ho	0.97	1.16	0.99	1.39	1.91	1.88
Er	2.59	3.12	2.63	3.77	5.03	4.95
Tm	0.37	0.46	0.38	0.55	0.71	0.68
Yb	2.31	2.84	2.31	3.38	4.26	4.18
Lu	0.32	0.41	0.34	0.48	0.62	0.59
Cu	20.5	22.8	52.5	27.8	29.2	19.0
Ni	124	89.2	56.8	14.5	23.0	65.0

Примечание: 1) № образца соответствует глубине по скважине ОМ-6 (ОМ-6/46.1); 2) порядковые номера соответствуют свитам: 1, 2 − T_1*mr*, 3-16 (3 – T_1*nd*$_3$, 4-14 − T_1*nd*$_2$, 15-16 − T_1*nd*$_1$), 17 − T_1*tk*, 18-21 − T_1*hk*, 22-25 − T_1*gd* (22-23 − T_1*gd*$_2$, 24-25 − T_1*gd*$_1$), 26-30 − T_1*sv*, 31-33 − P_2*iv* (расшифровка индексов в табл.2.1); 3) содержание окислов даны в мас.%, а элементов – в г/т; 4) П.п.п - потери при прокаливании; 5) прочерк в таблице – элемент не определялся.

проявленных отрицательных Ta-Nb, Eu и Ti аномалий,), а с другой – об эволюции состава изученных пород во времени. Породы нижних двух свит, характеризующиеся субщелочным составом, в целом обогащены всеми редкими элементами, особенно крупноионными литофильными (LIL). Перекрывающие их базальты гудчихинской свиты не обладают этой особенностью, однако их сближает с образованиями нижних свит повышенное Gd/Yb отношение. Все вышележащие разновидности пород характеризуются более пологим наклоном спектров распределения элементов в области тяжелых редких земель, что позволяет их выделить в отдельную группу, отличную от вулканогенных образований трех нижних свит. Различия между составами пород этих двух частей разреза продемонстрированы на примере изменения в разрезе вулканитов по скв. ОМ-6 содержаний MgO, SiO_2, TiO_2, а также Gd/Yb и La/Sm отношений. Они отчетливо видны на диаграмме La/Sm – Gd/Yb, где составы пород нижних трех свит располагаются существенно выше, характеризуясь высоким Gd/Yb отношением (> 2) по сравнению с базальтами других свит. Общей тенденцией изменения геохимических особенностей пород от ранних свит к поздним является постепенное увеличение амплитуды Ta-Nb и Ti аномалий (рис.2.7).

Несмотря на указанные общие закономерности, каждая свита имеет свои геохимические особенности. Так, нижние две свиты характеризуются повышенными содержаниями всех элементов-примесей, в то время как минимальные их концентрации − на порядок ниже, чем в остальных свитах − типичны для гудчихинской свиты (рис.2.7). Состав вулканогенных пород хаканчанской свиты резко отличается от ниже- и вышележащих образований гудчихинской и туклонской свит соответственно: спектры их распределения аналогичны надеждинским базальтам. Состав туфов и базальтов хаканчанской свиты практически идентичен (№ 18-21 в табл.2.2: 18-20 – базальты, 21 – туфы), что продемонстрировано на рис. 2.7. Следует особо подчеркнуть, что содержания микроэлементов в последних проанализированы впервые для Норильского района. Характеризующий туклонскую свиту спектр распределения редких элементов располагается несколько выше гудчихинского, в нем отчетливо проявлена положительная стронциевая аномалия. Он характеризуется более пологим наклоном в области тяжелых редких земель. Надеждинская свита отличается существенной обогащенностью некогерентными элементами (в частности, высоким La/Sm отношением, колеблющимся от 4,6 до 4,9) и присутствием отчетливо проявленной Ta-Nb аномалией (рис. 2.8). Моронговская свита характеризуется менее обогащенным редкими элементами спектром, состав ее пород в пределах Норильской мульды не отличается от такового из разрезов в других структурах.

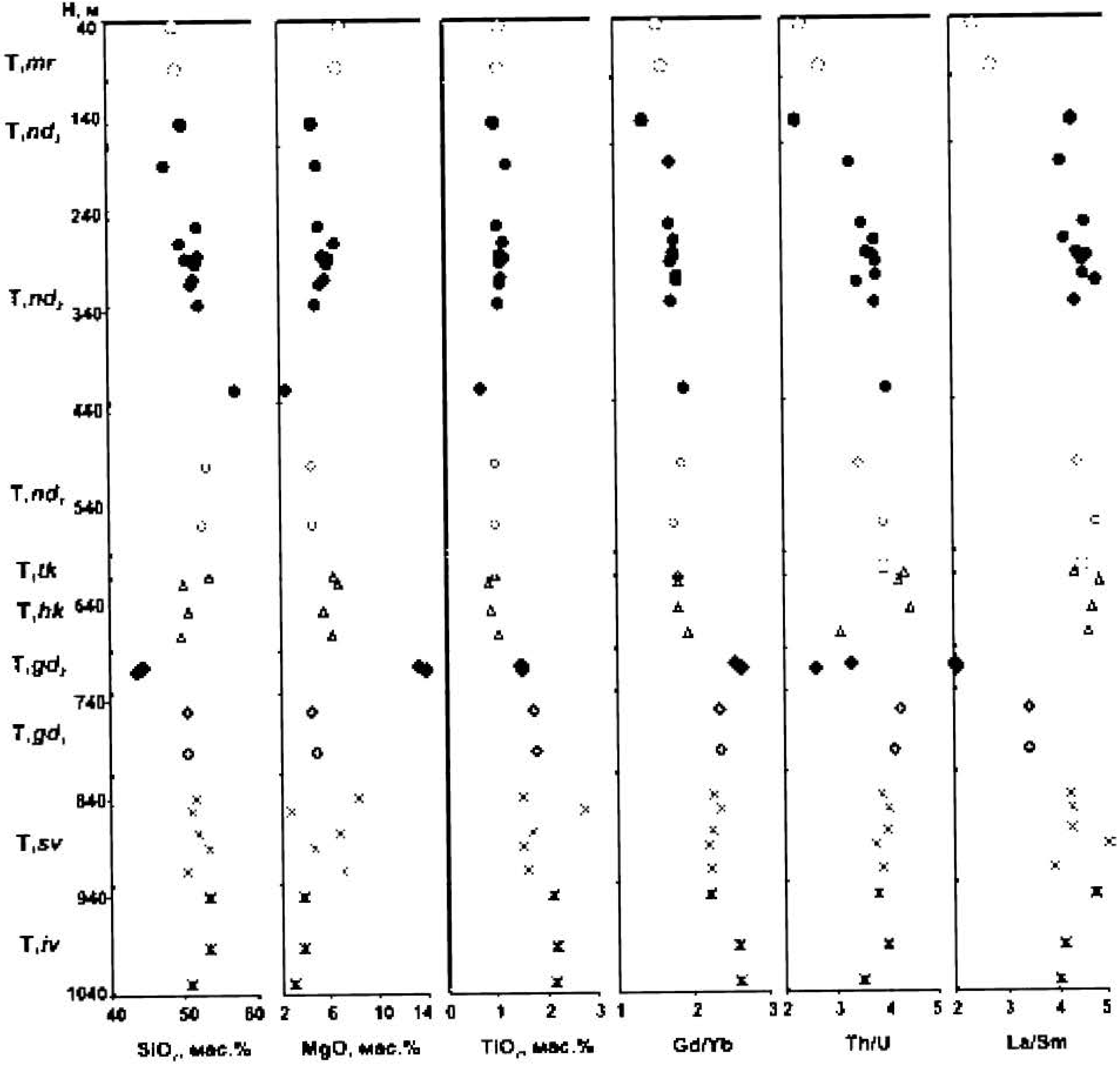
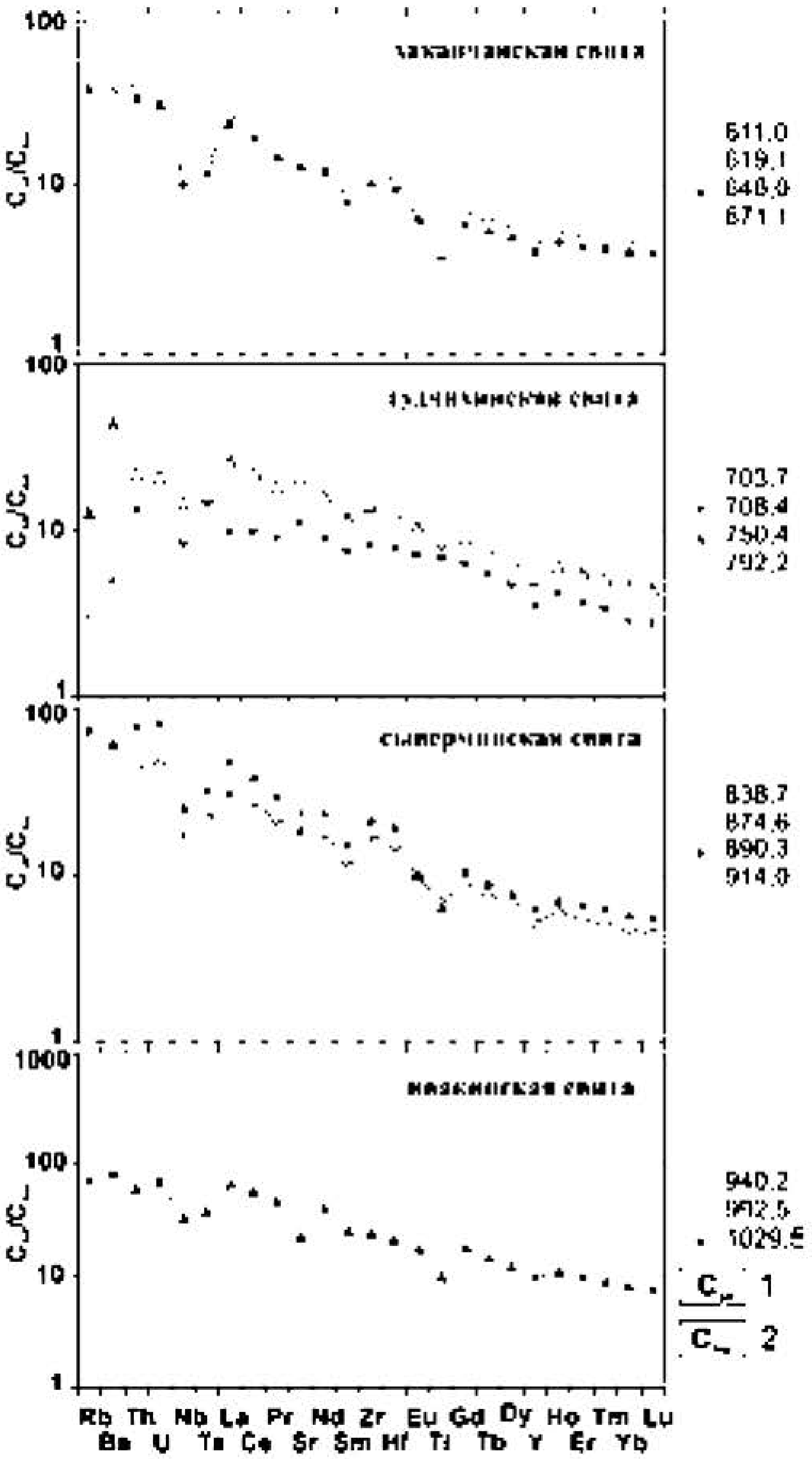


Рис. 2.6. Вариации главных породообразующих окислов и соотношений редких элементов в разрезе вулканогенных пород Норильской мульды



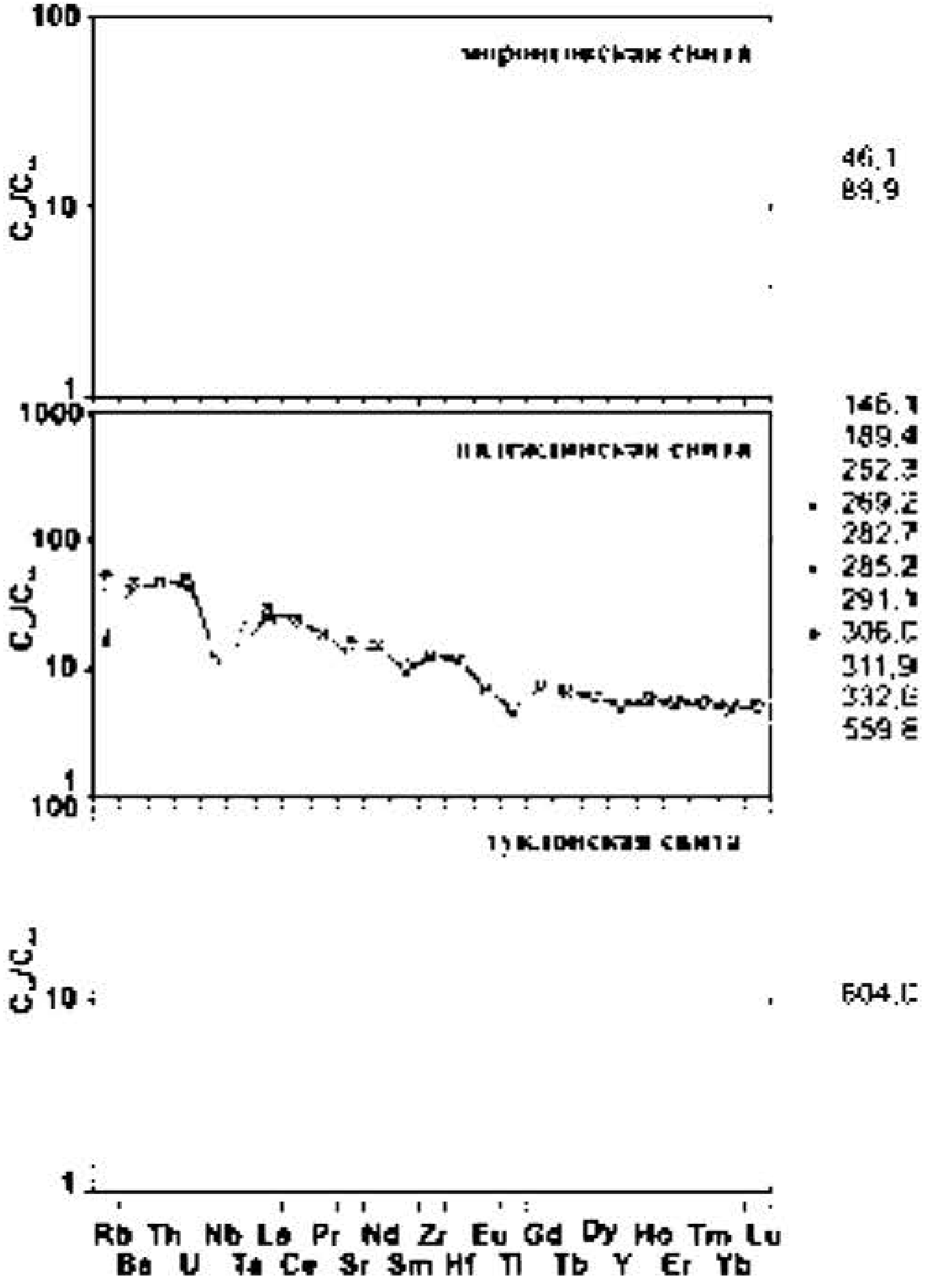


Рис. 2.7. Спектры распределения редких элементов для вулканогенных пород Норильской мульды

Особенности составов отдельных свит также хорошо видны на серии бинарных диаграмм, из которых две приведены на рис. 2.8. Наиболее явственно отличаются, конечно, нижние свиты по Gd/Yb и Gd/Ti отношениям. Породы остальных свит образуют заметный тренд в координатах Gd/Ti – U/Nb.

Краткая характеристика вулканитов востока района

Как уже отмечалось выше, основной объем исследований выполнен в восточной части территории, где наиболее детально изучены вулканогенные породы Микчангдинской площади. На рис. 2.9 показаны линии разрезов, которые явились опорными для изучения отдельных свит, а также их соотношений в пространстве, поскольку в одном обнажении изучить полностью весь разрез туфо-лавовой толщи практически невозможно. Номера разрезов соответствуют номерам анализов в Приложении 2.

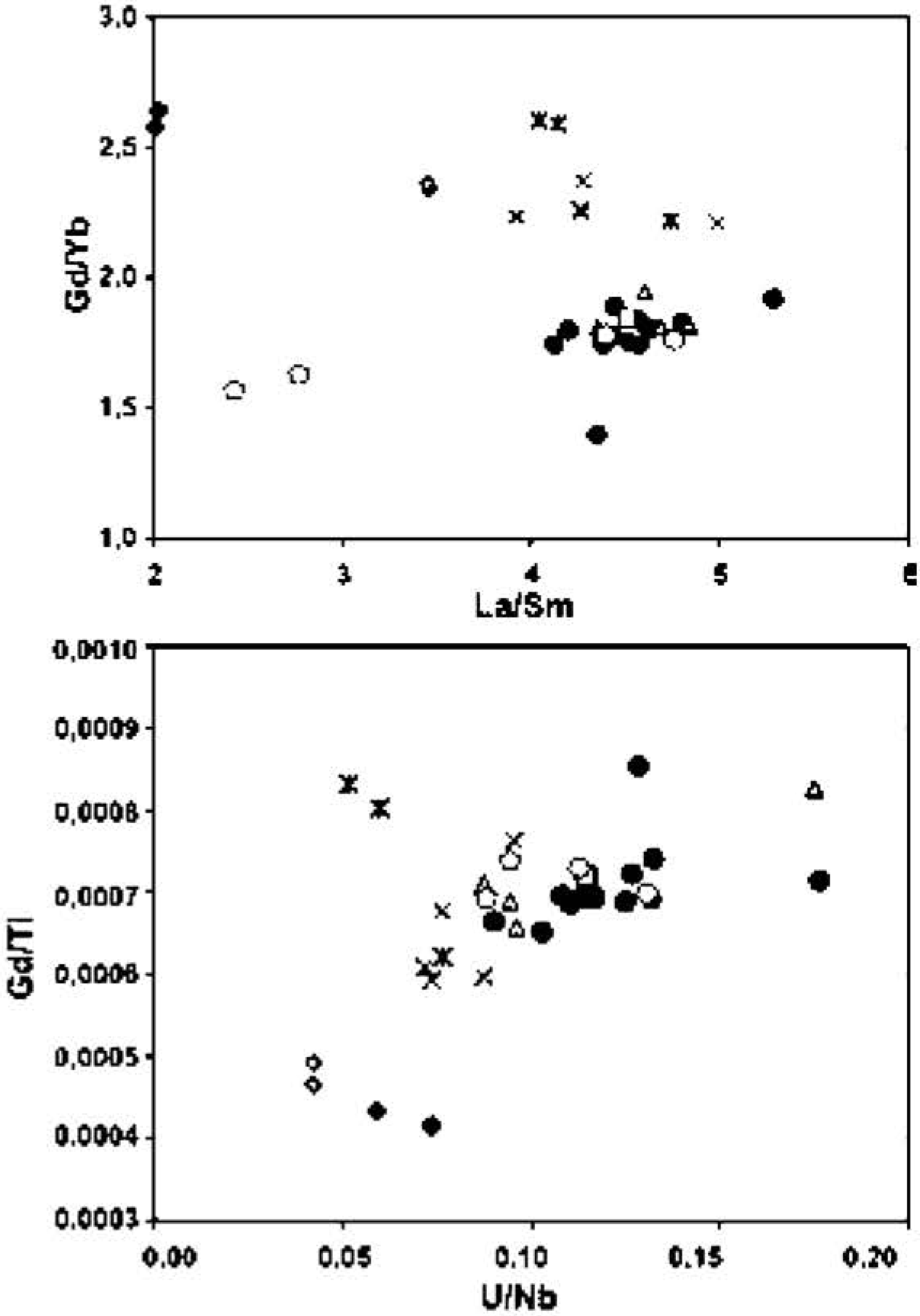


Рис.2.8. Диаграммы Gd/Yb – La/Sm и Gd/Ti – U/Nb для вулканических пород Норильской мульды.Условные обозначения на рис. 2.5.

Принципиально новым в разрезах этой части территории явилась диагностика высокомагнезиальных пород на уровне надеждинской свиты – самом высоком во всем стратиграфическом разрезе вулканогенной толщи. Этот вопрос будет рассмотрен при характеристике вулканитов нижней части указанной свиты.

Пример составления частных разрезов продемонстрирован на рис. 2.10. В полевых условиях замерялась мощность каждого потока, фиксировался его состав, отбирались образцы преимущественно из центральных частей потоков (хотя иногда – из разных его частей) и туфовых прослоев. Данный разрез в среднем течении р. Южный Икэн представляет несомненный интерес благодаря прекрасной обнаженности этой части территории: здесь сохраняются и прекрасно обнажены все потоки, участвующие в строении вулканогенной толщи от сыверминской до верхней части надеждинской свиты.

Таким образом было составлено (с опробованием каждого потока и туфового горизонта) более 11 км разрезов.

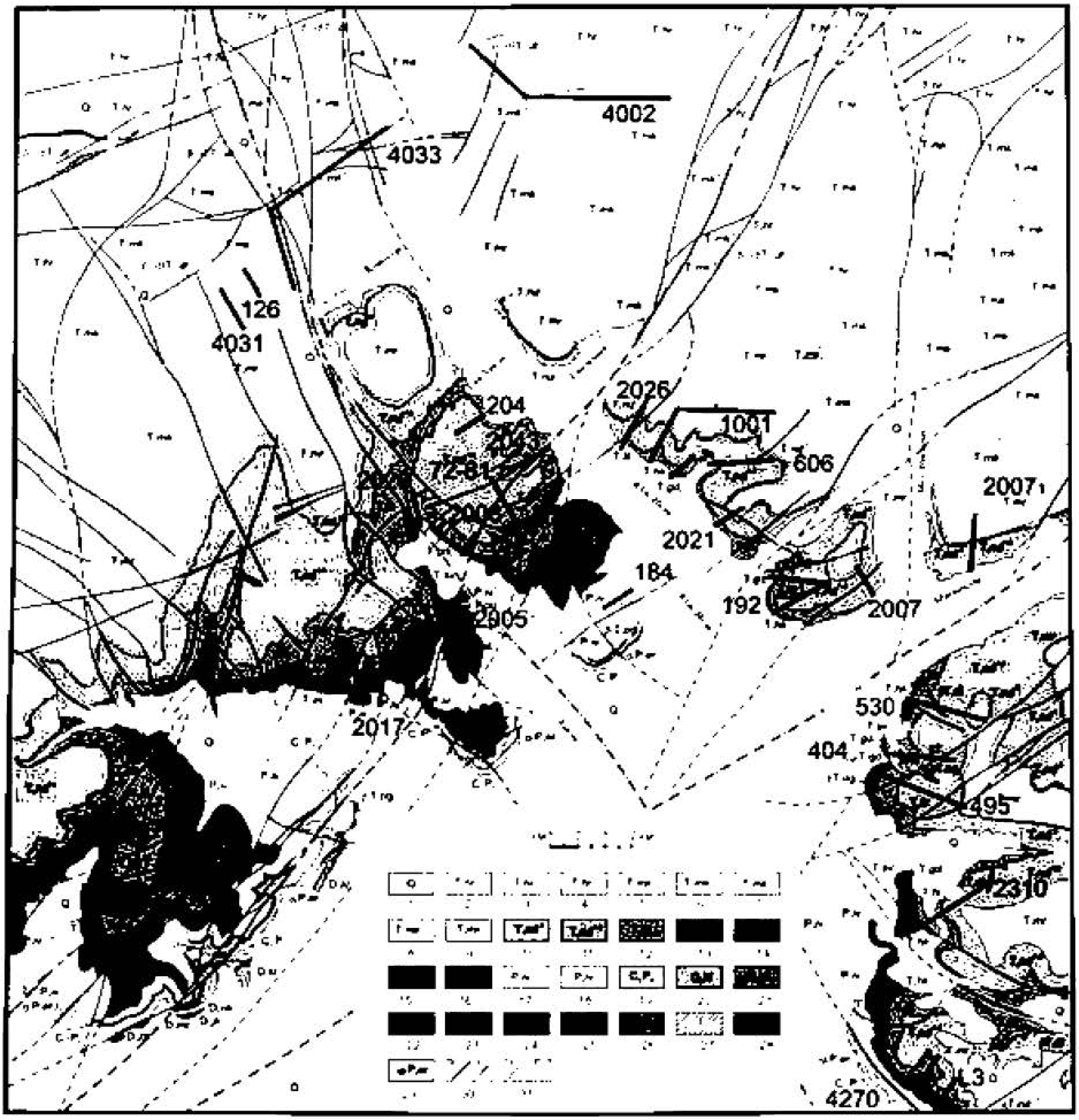
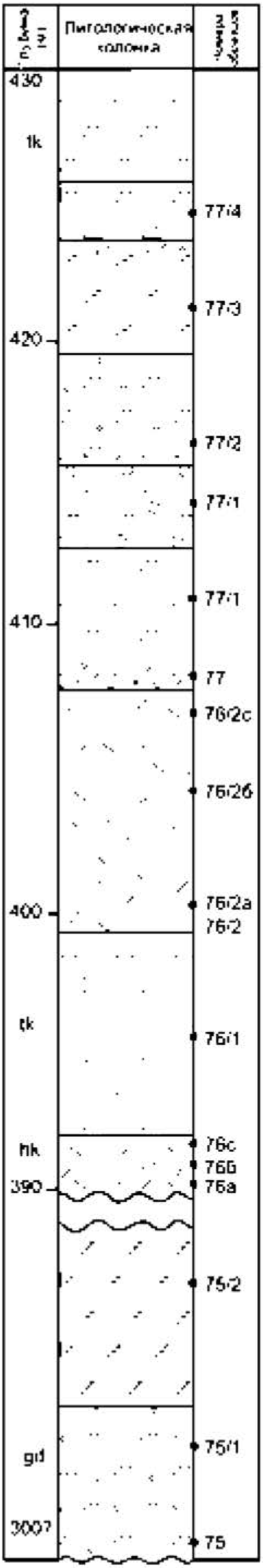


Рис. 2.9. Геологическая карта нижнего течения р. Микчангда (Михайлов и др., 2003ф) Условные обозначения на рис. 1.4.Черным показаны линии детальных разрезов и их номера



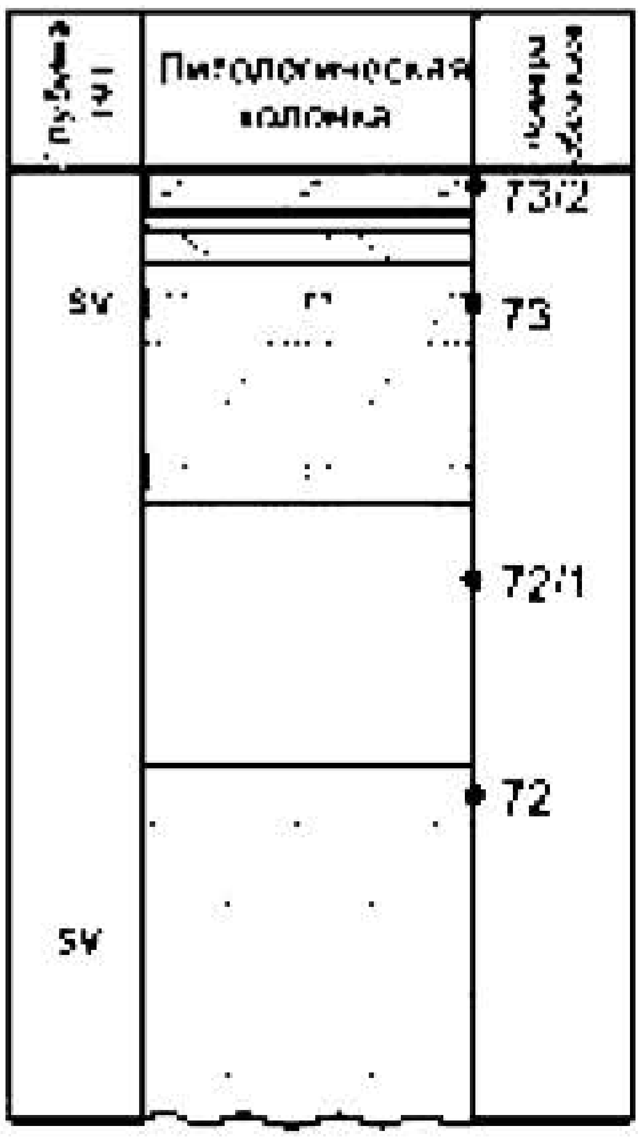


Рис. 2.10а. Строение разреза вулканитов в среднем течении р. Ю. Ик и (правый приток р. Минчандаг) в районе скв. МД-38

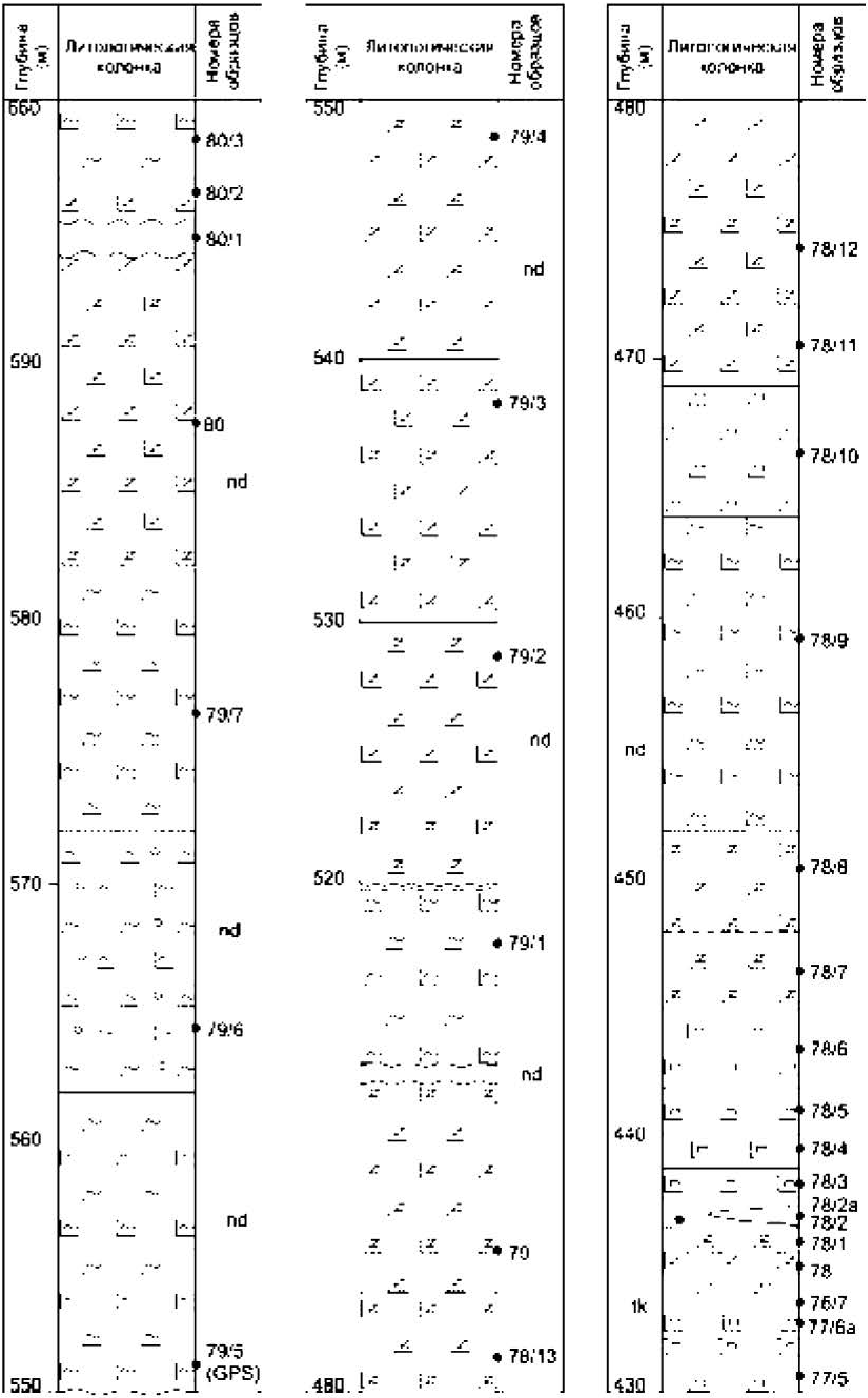


Рис. 2.10 б. Продолжение разреза вулканитов в районе скв. МД-38

Условные обозначения на рис. 2.4.

Строение вулканитов в западной части Тунгусской синеклизы

Строение туфо-лавовой толщи провдилось по естественным обнажениям в русле ручьев или по водоразделам между ними на обоих берегах оз. Глубокого. С запада на восток здесь обнажеются породы от ивакинской свиты (г. Сундук, ручей Красная Шапочка) до надеждинской свиты и далее – моронговской и мокулаевской.

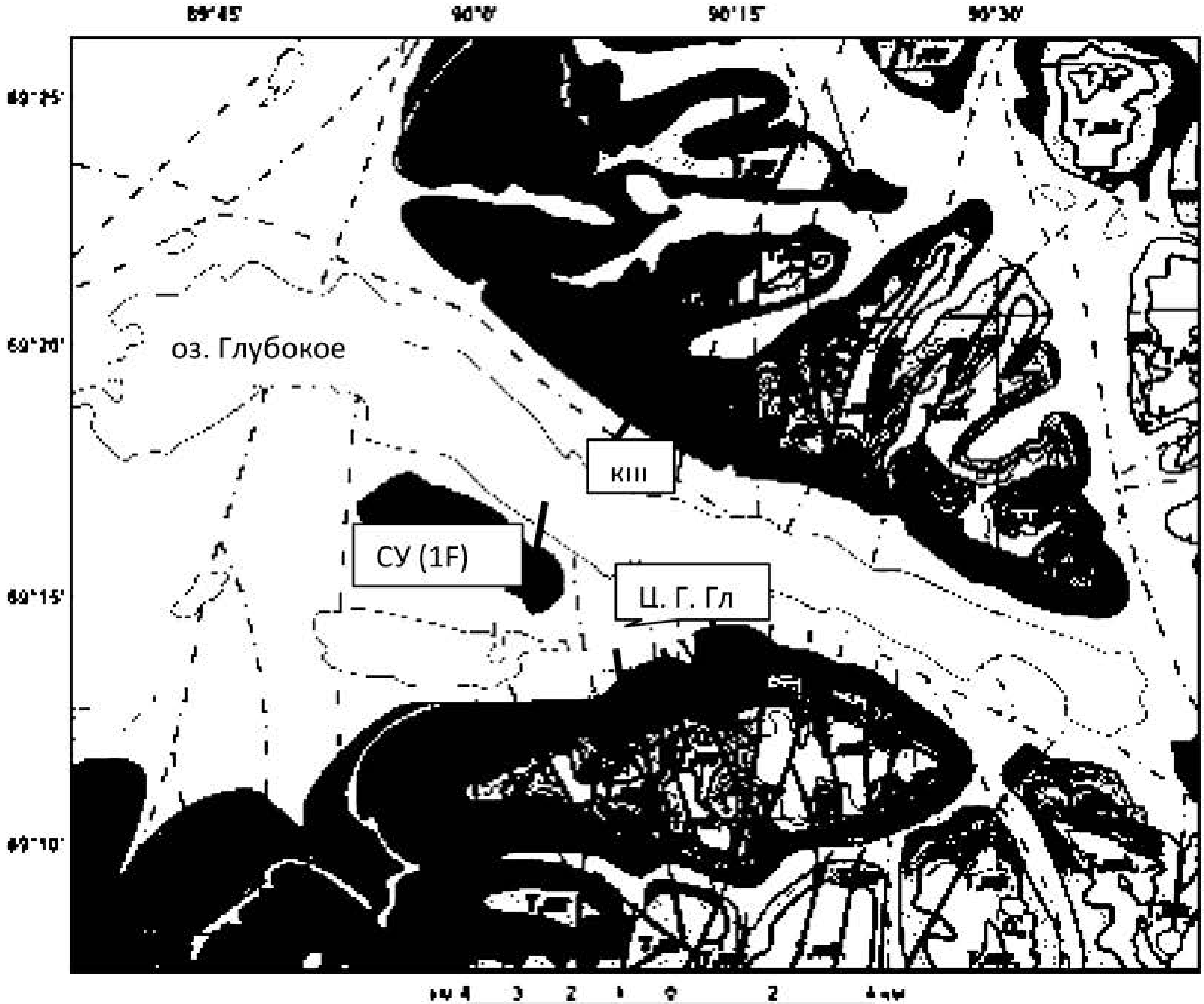


Рис. 2.11. Геологическая карта района оз. Глубокое

(Струнин и др., 1994, с дополнениями А.В.Рудаковой, Н.А. Криволуцкой)

В рамках даны названия разрезов (СУ=1F= Сундук, КШ –Красная Шапка, Ц – цирк, Г – Глубокое 1, Гл – Глубокое-2; номера анализов пород по разрезам в Приложении 2)

Наиболее полный разрез исследован на г. Сундук, который явился опорным и для предыдущих исследователей района (разрез 1F(Fedorenko et al., 1996)), рис. 2.1). Детальное его строение дано на рис. 2.12. Он представляет особый интерес в связи с очень хорошей обнаженностью и присутствием в разрезе мощных потоков базальтов туклонской свиты, среди которых описан расслоенный покров (его харакеристика дана ниже).

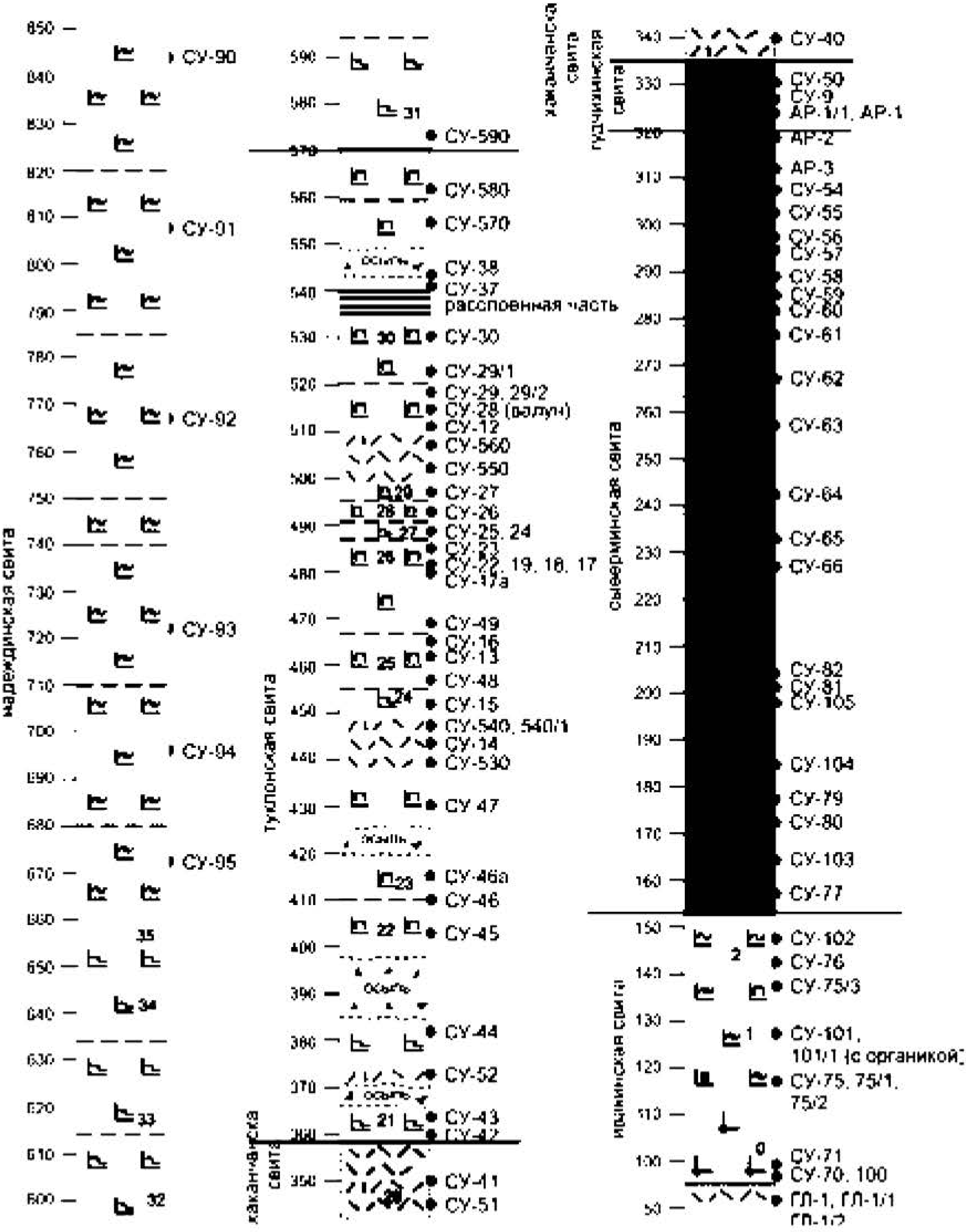


Рис. 2.12. Строение туфо-лавовой толщи, г. Сундук
(СУ-71 – отобранные образцы, анализы в Приложении 2)

Принципиально новые результаты, полученные для вулканогенных пород, изложены ниже. Главное внимание было уделено высокомагнезиальным эффузивным образованиям, которые локализованы в пределах трех свит: гудчихинской (gd_2), туклонской (tk) и надеждинской (nd_1).

2.2.1.Гудчихинская свита

Пикриты гудчихинской свиты были исследованы автором совместно с А.В. Соболевым и Д.В. Кузьминым (2009_1) в нескольких разрезах, расположенных в разных частях района (рис.2.1). В качестве опорных выбраны три из них: в западной части Хараелахской мульды, в восточном борту Хантайско-Рыбнинского вала и в западном борту Тунгусской синеклизы. Это дает возможность проследить эволюцию строения и состава гудчихинских пикритов с запада на восток.

Наиболее мощный разрез пород гудчихинской свиты изучен по скважине ХС-51, пробуренной в западной части Хараелахской мульды. Неполная мощность свиты (ее верхняя часть эродирована) составляет 460 м. Нижняя часть разреза сложена порфировыми и афировыми базальтами со средним содержанием MgO = 6 мас.%, а верхняя (111 м) – 17 потоками пикритовых базальтов, в которых концентрация MgO достигает 24 мас.%. Потоки характеризуются небольшой мощностью (в среднем 4-6 м), их верхняя часть (0.5-1.3 м) сложена миндалекаменными разновидностями, что позволяет уверенно различать потоки в разрезе. Породы сильно подвержены вторичным изменениям, в результате которых оливин почти полностью замещен серпентином или боулингитом. Свежие образцы пикритовых базальтов были отобраны из центральной части наиболее мощного и, как следствие этого, наименее измененного потока, вскрытого скважиной на глубине 118-140 м. Детальные исследования выполнены для одного из образцов – ХС-51/130 – из его центральной части.

Восточный борт Хантайско-Рыбнинского вала характеризуется резким изменением строения и состава пород свиты. Их мощность составляет всего 22 м, причем из разреза полностью выпадают породы нижней подсвиты – порфировые базальты нормальной магнезиальности, а в целом свита представлена двумя потоками пикробазальтов с содержанием MgO = 12-16 мас.%. Следует отметить, что в данном районе наблюдаются и изменения в характере магматизма: появляются многочисленные вулканы центрального типа высотой в первые десятки метров, сложенные тонкими (10-15 см) прослоями лавового и пеплового материала. Таким образом, в указанной жесткой антиклинальной структуре преобладают вертикальные трещинные каналы, по которым происходило более быстрое извержение магм на поверхность, чем в соседней мульде (что, возможно, объясняет меньшую контаминацию расплавов коровым материалом – обр. 4270/13, см. ниже).

Третий из изученных разрезов гудчихинской свиты расположен в западной части Тунгусской синеклизы. Он представлен всего одним потоком пикритовых базальтов, мощность которых составляет 8 м (обр. СУ-50).

Породы повышенной магнезиальности в пределах туклонской и надеждинской свит распространены в районе крайне ограниченно. Они зафиксированы только в составе расслоенных покровов. Пикробазальты в составе туклонской свиты описаны на г. Сундук (южный борт оз. Глубокого; Lightfoot et al., 1993), а в надеждинской – среди пород Микчангдинского покрова (Криволуцкая и др., 2005), в восточном борту Хантайско-Рыбнинского вала. Соответственно нами отобраны образцы СУ-50 (tk свита) и 530/12 (nd_1 свита). Их составы, а также составы оливинов приводятся для сравнения с гудчихинскими породами.

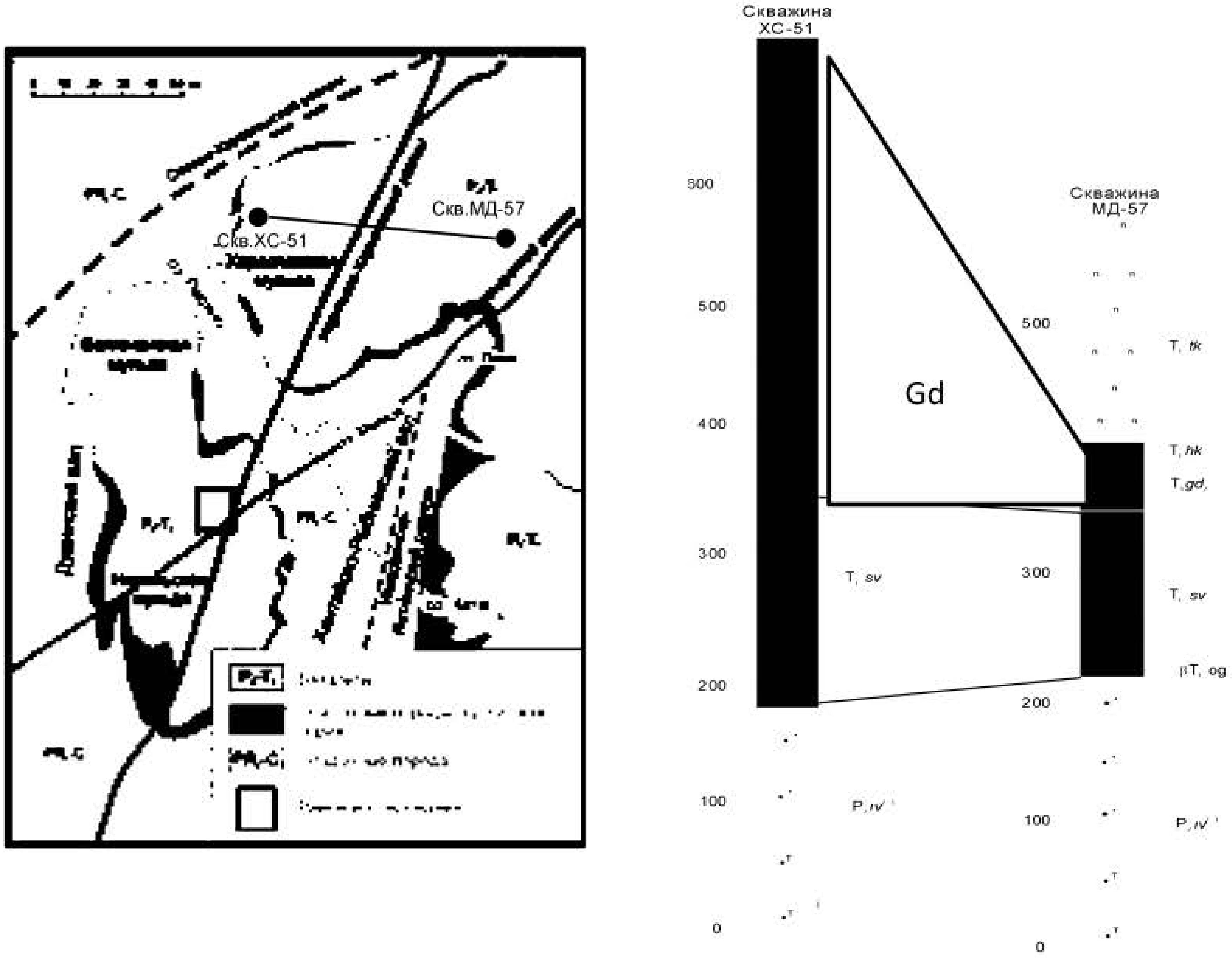


Рис. 2. 13. Изменение мощности пикритов гудчихинской свиты (Gd) по изученным скважинам ХС-51 и МД-57.

Условные обозначения на рис. 2.4.

Петрография пород

Пикриты гудчихинской свиты макроскопически хорошо отличаются от других разновидностей лав, в том числе и от высокомагнезиальных образований туклонской и надеждинской свит. Они представляют собой средне-крупнокристаллические темно-серые, иногда с фиолетовым оттенком, массивные породы, состоящие из оливина (15-50 об.%), плагиоклаза (20-50%), пироксена (10-30%), хромшпинелида и вторичных минералов. Их текстурно-структурные и минеральные особенности незначительно варьируют.

Наиболее магнезиальные пикриты из западной части Хараелахского плато (обр. ХС-51/130) обладают слабо проявленной порфировой текстурой и гипидиоморфнозернистой структурой. В их составе доминирует оливин (до 50%), крупные идиоморфные призматические кристаллы которого (2-3 мм) имеют в плоскости сечения шлифа шестиугольную или прямоугольную форму. Мелкие (до 1 мм) овальные или округлые зерна этого минерала нередко располагаются внутри удлиненных (до 3 мм) таблитчатых зерен плагиоклаза (25%), формируя пойкилитовую структуру. Моноклинный пироксен (13%) также образует удлиненные (до 1 мм) зерна, в небольшом количестве встречается ромбический пироксен (до 3-4 %). В породе также присутствуют хромистая шпинель, титаномагнетит, минералы группы серпентина. Пикробазальты из восточного борта Хантайско-Рыбнинского вала (обр. 4270/13) отличаются более мелкокристаллической гипидиоморфнозернистой структурой. Для оливина (около 20%) типичны мелкие идиоморфные зерна, очень выдержанные по размеру (в среднем 0.5 мм), равномерно распределенные в породе и практически не затронутые вторичными изменениями. Плагиоклаз (около 50%) встречается в виде крупных лейст (5x2 мм), а пироксен (примерно 30%) – в виде более мелких зерен неправильной формы. Типичные пикриты западной части Тунгусской синеклизы (обр. СУ-50) очень близки по минеральному составу, структуре и текстуре к описанной выше разновидности пород, но в отличие от них являются более раскристаллизованными. Размер субидиоморфных, сильно

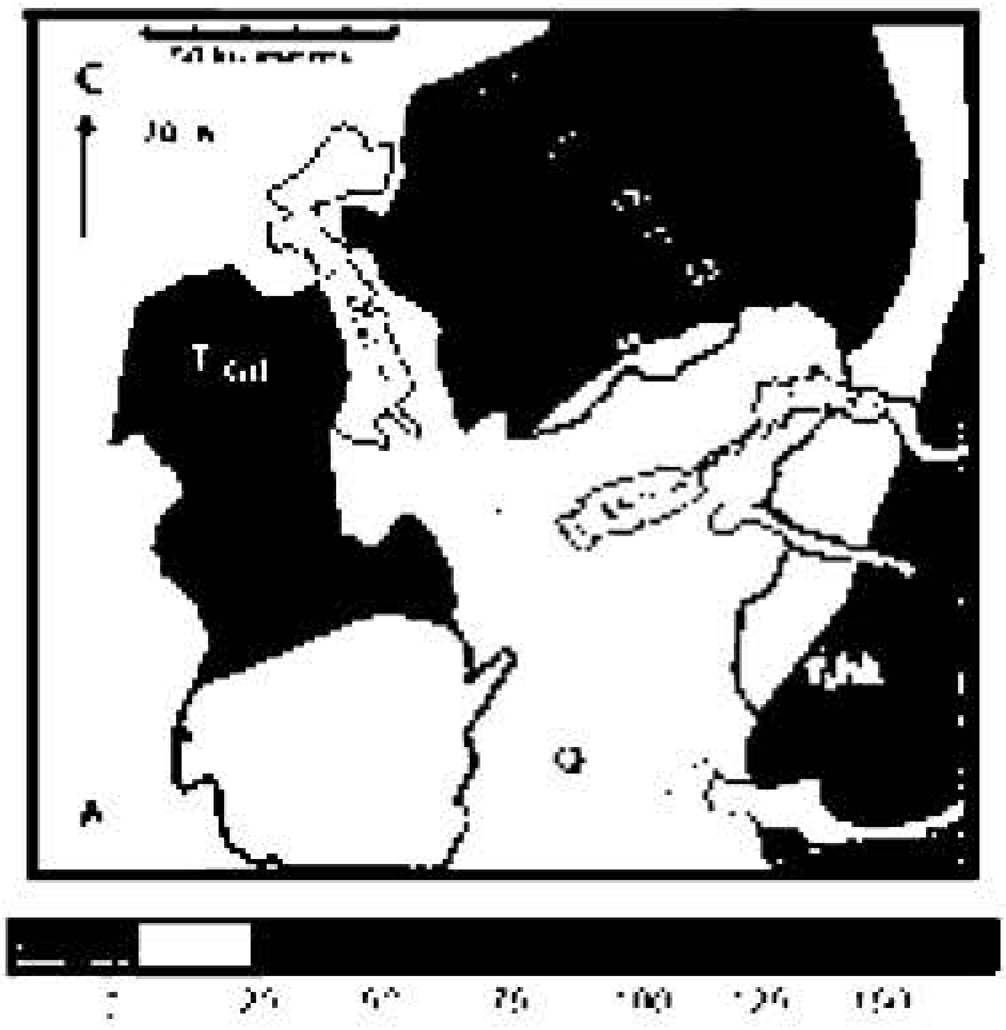


Рис. 2.14. Схема изопахит пикритов гудчихинской свиты (T_1gd_2)
T_1hk – хаканчанская свита.

измененных выделений оливина в среднем составляет 1-2 мм (до 15%), 60-70 % зерен замещается боулингитом или серпентином.

Пикробазальты туклонской и надеждинской свит наблюдаются в виде прослоев мощностью 5 – 80 см среди толеитовых базальтов повышенной магнезиальности (8-9 мас. % MgO) и близки между собой как по составу, так и по структурным особенностям. Так, они характеризуются слабо проявленной порфировидной текстурой и долеритовой структурой основной массы, в которой обнаруживаются радиально-лучистые агрегаты плагиоклаза и/или пироксена. Для образца пикробазальтов туклонской свиты (обр. СУ-33) типично наличие практически полностью измененных зерен оливина (15 %), сноповидных сростков кристаллов плагиоклаза размером до 2 мм (30%) и ксеноморфных зерен клинопироксена (55%).

В аналогичных породах надеждинской свиты (обр. 530/12) мелкие (1-2 мм) оливиновые порфировые выделения составляют до 30% от объема породы. Они равномерно распределены среди основной массы с долеритовой или радиально-лучистой структурой, сложенной мелкими (0.5 мм) лейстами плагиоклаза (40%) и изометричными зернами пироксена (30%) такого же размера.

Магнезиальные породы в Норильском разрезе известны только в нижних свитах: гудчихинской, туклонской и надеждинской, составы которых представлены в табл. 2.3. Основное отличие гудчихинских пород от базальтов вышележащих туклонской и надеждинской свит заключается в обеднении тяжелыми РЗЭ и, следовательно, высоком Gd/Yb отношении. Составы двух образцов гудчихинской свиты (4270/13 и СУ-50) весьма близки по большинству элементов, но существенно отличаются от третьего – ХС-51/130 (рис. 2.15а). Последний значительно сильнее обогащен оливином, и поэтому характеризующий его спектр распределения несовместимых элементов сдвинут в область низких концентраций. Он также имеет явные признаки контаминации континентальным коровым материалом: обогащение Th, U, Pb и обеднение Nb, Ta и Ti. Эти особенности в еще большей степени характерны для магнезиальных пород туклонской (обр. СУ-33) и особенно надеждинской свиты (обр. 530/12) (рис. 2.15б). Спектры составов этих пород в деталях повторяют состав континентальной коры.

Изученные магнезиальные породы могут считаться наименее дифференцированными, примитивными членами главных геохимических типов сибирских траппов Норильского

Таблица 2.3. Состав магнезиальных пород Норильского района

Компонент	gd 4270/13*	gd СУ-50	gd ХС-51/130	tk СУ-33	nd 530/12
SiO_2	47.33	44.40	44.47	43.75	48.12
TiO_2	2.13	1.58	0.88	0.70	0.65
Al_2O_3	10.14	8.07	6.68	12.12	9.93
Fe_2O_3	13.22	12.94	13.35	12.34	12.82
MnO	0.18	0.19	0.19	0.18	0.18
MgO	13.14	18.85	22.97	15.27	17.28
CaO	9.54	6.58	5.37	8.51	7.74
Na_2O	2.40	0.78	0.62	0.78	0.33
K_2O	0.26	0.10	0.07	0.23	0.65
P_2O_5	0.20	0.17	0.10	0.06	0.08
Cr_2O_3	0.10	0.15	0.18	0.09	0.18
П.п.п.	1.44	5.35	5.40	6.37	2.98
Сумма	100.07	99.15	100.28	100.40	100.93
Sc	18.9	17.5	15.9	16.9	29.2
V	260	202	148	179	194
Co	66	83	101	79	87
Ni	211	1057	1532	429	349
Cu	66	67	50	79	20
Zn	98	92	82	73	82
Rb	5.3	3.8	4.4	4.9	23.1
Sr	229	135	106	139	138
Y	20	20	12	12	16
Zr	99	88	44	40	77
Nb	6.8	6.0	3.1	2.0	5.9
Cs	2.28	1.59	0.39	4.16	3.33
Ba	59	32	44	85	174
La	7.7	8.3	5.0	4.5	10.8
Ce	21	21	12	9	23
Pr	3.09	2.94	1.65	1.23	2.79
Nd	15	14	8	6	12
Sm	4.2	3.8	2.0	1.6	2.6
Eu	1.63	1.45	0.75	0.58	0.70
Gd	4.54	4.12	2.25	1.93	2.60
Tb	0.69	0.62	0.35	0.33	0.43
Dy	4.00	3.49	2.00	2.13	2.61
Ho	0.76	0.66	0.38	0.44	0.58
Er	1.96	1.64	0.98	1.23	1.52
Tm	0.26	0.22	0.13	0.18	0.22
Yb	1.57	1.28	0.80	1.16	1.43
Lu	0.23	0.18	0.12	0.17	0.21
Hf	3.03	2.44	1.26	1.20	1.93
Ta	0.57	0.45	0.25	0.16	0.34
Pb	2.64	1.17	2.02	3.27	3.41
Th	0.82	1.28	1.19	0.47	2.09
U	0.27	0.21	0.21	0.10	0.47

Примечание. Здесь и в табл. 2.4-2.6 − оксиды и их сумма даны в мас. %, элементы − в ppm; П.п.п. − потери при прокаливании (мас.%). Свиты: gd − гудчихинская, tk − туклонская, nd − надеждинская; * − номер образца.

района (табл. 2.3). Гудчихинские пикриты являются примитивным членом базальтов умеренно-титанистого типа, представляющего около 8% лав разреза (Fedorenko et al., 1996). Туклонские пикробазальты по совокупности геохимических характеристик отвечают главному, низкотитанистому, типу магматизма, (занимающему более 75% объема Норильского разреза), отличаясь от остальных пород этой серии лишь низкими отношениями изотопов свинца $^{206}Pb/^{204}Pb$ и $^{208}Pb/^{204}Pb$ (Wooden et al., 1993; Fedorenko et al., 1996). Однако поскольку главный вклад в содержания и, следовательно, в изотопный состав свинца туклонских пикробазальтов вносит коровый компонент (рис. 2.15б), это различие должно быть следствием разного состава контаминированного вещества, а не родоначальных магм. Надеждинские магнезиальные породы являются продуктом кристаллизации примитивного

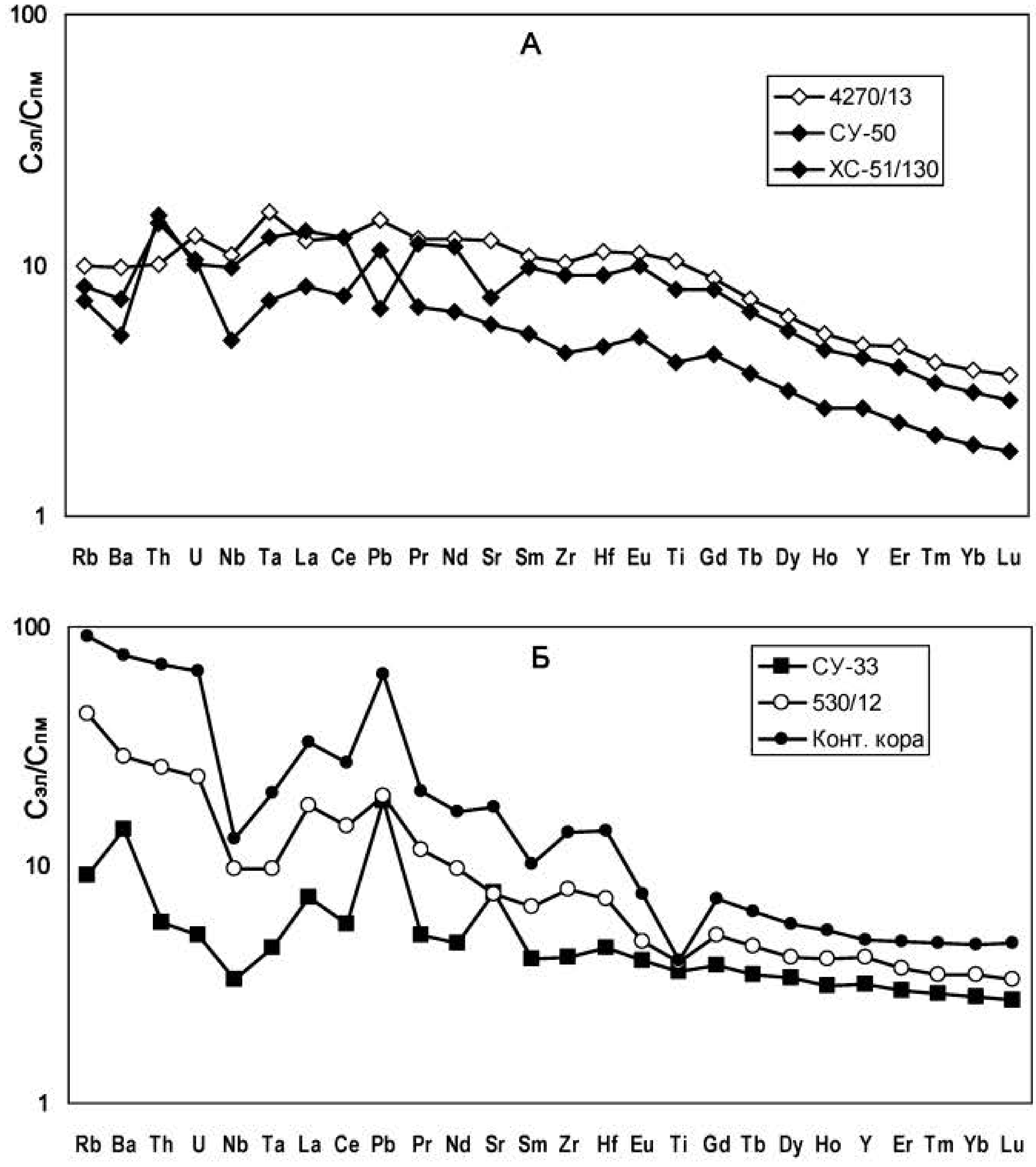


Рис. 2.15. Спектры распределения редких элементов в пикритах изученных образцов гудчихинской свиты (А), пикробазальтах туклонской, надеждинской свит и коры (Б).

члена магм, образующих породы надеждинской свиты и максимально приближенные к продуктам континентальной коры.

Состав оливина

По составу отчетливо выделяются три группы вкрапленников оливина в эффузивных породах (Приложение 3). К первой группе относятся высоконикелевые и низкомарганцевые оливины из пород гудчихинской свиты, которые практически не имеют аналогов среди оливинов мантийных магм. Содержание форстеритового минала в оливинах этой группы достигает 84%. Меньше Ni и больше Mn содержат магнезиальные оливины из пород надеждинской свиты, и, наконец, минимальные концентрации Ni и максимальные Mn характерны для оливинов туклонской свиты. В обеих группах максимальное содержание форстерита не превышает 80 %. Характерной особенностью состава оливина надеждинской свиты является также крутой тренд понижения концентраций Ni с уменьшением магнезиальности, который совершенно не отражается на отношении Mn/Fe. Этот тип тренда хорошо объясняется процессом удаления сульфидного расплава из исходной для надеждинских пород магмы, предложенным для объяснения обеднения надеждинских лав рудными элементами (Naldrett et al., 1992).

В работах (Sobolev et al., 2005, 2007) показано, что избыток Ni и недостаток Mn в составе оливина по сравнению с уровнем равновесия с мантийными перидотитами свидетельствует о присутствии в системе продуктов плавления безоливинового пироксенита, образованного в результате реакции рециклированной коры и перидотита. Отношения Mn/Fe и Ni/(Mg/Fe) в оливине были параметризованы для определения доли расплава из пироксенитового источника в валовом составе расплава (Sobolev et al., 2007, 2011). Эти оценки были рассчитаны независимо по Mn/Fe и Ni/(Mg/Fe) отношениям для вкрапленников оливина исследованных образцов. Очевидно, что вкрапленники оливина гудчихинской свиты свидетельствуют о практически чистом пироксенитовом безоливиновом источнике этих магм, как уже отмечалось ранее (Sobolev et al., 2007). Магнезиальные оливины надеждинской и туклонской свит содержат значительно меньше пироксенитового компонента. Фракционирование сульфидного расплава в магмах надеждинской свиты существенно занижает оценку пироксенитового компонента, рассчитанную по отношению Ni/(Mg/Fe) в оливине, но практически не влияет на подобную оценку, полученную по отношению Mn/Fe.

Состав шпинелей

Включения шпинели во вкрапленниках оливина пород гудчихинской свиты относятся к высокохромистой разновидности (Cr/(Cr+Al) = 0.70 ± 0.03) с повышенными содержаниями

TiO_2 (1.6 ± 0.4 мас. %), V_2O_3 (0.5 ± 0.1 мас. %) и высоким отношением $Fe^{2+}/Fe^{3+} = 5.0 \pm 0.6$. Состав шпинели не коррелирует с составом вмещающего оливина, который меняется в интервале Fo_{84}– Fo_{79}. Обращают на себя внимание признаки необычно низкой летучести кислорода среды кристаллизации, о чем свидетельствуют высокие отношения Fe^{2+}/Fe^{3+} и значительные концентрации ванадия в шпинели (Canil, 2002).

Включения в оливине

Магматические включения исследовались в оливинах из образцов ХС-51/130, 4270/13 и СУ-50 гудчихинской свиты. Они представлены раскристаллизованным расплавом, шпинелью и малоплотным флюидом, реже комбинацией этих фаз в разных соотношениях. Большинство включений не приурочено к плоскостям трещин, а расположено бессистемно в пределах объема вкрапленников. Такие включения интерпретировались как первичные, т.е. захваченные в процессе роста вкрапленников (Roedder, 1984).

Форма большинства расплавных включений округлая или эллипсоидная. Типичный размер колеблется от 20 до 80 мкм по длинной оси. Включения состоят из кристаллов клинопироксена, интерстициального стекла, обособлений малоплотной флюидной фазы (усадочные полости), кристаллов шпинели и иногда очень мелких капель сульфидного расплава. При нагревании включения начинают плавиться при температурах 1050-1100°С, последний дочерний кристалл пироксена исчезает в интервале температур 1150-1180°С. Гомогенизация включений (полное растворение флюидной фазы в расплаве) происходит практически одновременно во всех включениях серии. Интервал температур гомогенизации по данным 15 экспериментов составляет 1180-1290°С. В ряде гомогенизированных включений после закалки остается хорошо образованный кристалл шпинели, который интерпретировался как ксеногенный, т.е. захваченный вместе с расплавом.

Для получения статистически представительного материала по составу расплавных включений 100-150 зерен оливина каждого из образцов ХС-51/130, 4270/13, СУ-50 были выдержаны в течение 20 мин. при температуре 1250°С в вертикальной закалочной печи при фугитивности кислорода, соответствующей буферу QFM и закалены. Закаленные кристаллы были отшлифованы, отполированы и исследованы под микроскопом. Для определения состава использовали гомогенные включения или включения с долей усадочной полости (флюидного пузырька) менее 0.1% объема включения, имеющие размер более 40 микрон.

Таблица 2.4. Состав расплавных включений и оливина-хозяина из пикритов гудчихинской свиты

Компонент	СУ50-3	СУ50-4	СУ50-5	СУ50-6	СУ50-7	СУ50-8	СУ50-9	У50-10	У50-11	СУ50-12
Расплавные включения										
SiO_2	50.76	50.92	51.05	51.06	50.25	51.24	51.26	50.52	51.16	50.45
TiO_2	2.29	2.56	2.22	2.24	2.63	2.26	2.28	2.30	2.38	2.35
Al_2O_3	13.01	12.48	13.35	13.09	12.87	13.16	13.33	12.71	13.34	13.27
FeO	9.46	10.05	8.82	8.57	9.02	8.80	8.74	9.66	8.19	8.15
MnO	0.13	0.13	0.11	0.13	0.11	0.12	0.14	0.10	0.13	0.10
MgO	9.85	9.62	9.50	9.71	9.96	9.90	9.88	9.99	9.67	9.74
CaO	10.88	10.22	11.26	11.39	11.18	11.35	11.13	10.91	11.54	11.41
Na_2O	2.33	2.42	2.45	2.23	2.27	2.29	2.40	2.30	2.34	2.33
K_2O	0.37	0.43	0.40	0.50	0.44	0.45	0.39	0.35	0.40	0.39
P_2O_5	0.21	0.25	0.19	0.23	0.25	0.19	0.21	0.21	0.20	0.21
S, мас.%	0.04	0.05	0.04	0.06	0.06	0.04	0.05	0.03	0.03	0.04
Cl, мас.%	0.041	0.072	0.101	0.205	0.057	0.120	0.074	0.046	0.074	0.056
Сумма	99.38	99.20	99.49	99.42	99.09	99.92	99.88	99.12	99.44	98.49
NiO	0.048	0.038	0.046	0.031	0.057	0.049	0.042	0.047	0.045	0.048
Cr_2O_3	0.185	0.100	0.187	0.219	0.177	0.188	0.208	0.181	0.150	0.153
TiO_2, мас.%	2.27	2.30	2.05	2.14		2.24	2.23	2.26	2.36	2.21
H_2O, мас.%	0.05	0.07	0.03	0.03		0.05	0.03	0.06	0.04	0.03
B	4.0	4.7	5.4	7.1		6.5	4.9	4.0	5.3	4.3
Li	5.8	6.2	4.3	4.9		4.4	4.4	5.6	5.0	4.9
Rb	7.05	9.57	10.85	11.48	10.76	11.71	8.27	7.58	9.31	8.39
Ba	71.7	85.1	83.9	99.7	84.7	84.7	76.1	69.2	77.5	71.6
Th	1.00	1.22	1.26	1.39	1.19	1.24	0.96	1.02	1.15	1.02
U	0.26	0.33	0.35	0.39	0.33	0.33	0.32	0.28	0.31	0.32
Nb	9.85	11.43	10.23	11.71	12.90	10.23	9.48	9.90	10.58	10.10
Ta	0.71	0.75	0.69	0.77	0.83	0.68	0.63	0.66	0.69	0.68
La	10.51	12.21	11.11	12.68	12.49	11.27	10.39	10.27	10.56	10.19
Ce	28.13	31.10	27.96	31.98	32.35	27.31	26.26	26.07	27.97	26.67
Pb	1.35	1.87	1.81	1.90	1.93	1.93	1.58	1.41	1.63	2.46
Pr	4.03	4.75	4.02	4.60	4.86	4.02	3.71	3.94	4.19	3.93
Nd	19.92	23.73	20.80	21.42	23.70	20.11	19.70	19.93	20.19	19.05
Sr	297	368	343	355	387	322	292	299	313	302
Sm	5.56	6.63	6.14	5.41	6.50	5.45	5.64	5.76	5.84	5.53
Zr	146	173	148	153	186	143	132	143	150	147
Hf	3.65	4.63	3.90	4.21	4.62	3.63	3.64	3.74	3.99	3.85
Eu	2.02	2.22	1.96	1.97	2.08	1.82	1.81	1.82	1.98	1.89
Ti	14108	15850	13939	14608	16584	14292	13765	14195	15210	14787
Gd	6.04	7.29	6.43	6.22	6.85	6.11	5.97	6.25	6.01	6.19
Tb	0.97	1.15	1.01	0.96	1.05	0.93	0.98	0.92	0.92	0.97
Dy	5.67	6.62	5.79	5.82	5.86	5.84	5.29	5.54	5.54	5.56
Ho	1.09	1.26	1.09	1.06	1.08	1.06	0.93	1.06	0.98	0.99
Y	26.83	33.81	29.22	27.43	30.44	27.80	26.43	26.02	26.03	26.40
Er	2.65	3.44	2.94	2.74	2.82	2.59	2.43	2.72	2.56	2.71
Tm	0.35	0.43	0.34	0.33	0.35	0.34	0.32	0.31	0.32	0.32
Yb	1.96	2.75	2.13	2.23	2.04	2.03	1.95	1.94	2.13	2.00
Lu	0.29	0.39	0.31	0.28	0.29	0.27	0.27	0.27	0.26	0.29
Оливин-хозяин										
Fo	79.62	77.42	80.40	81.24	79.82	80.15	80.43	78.86	81.01	80.45
SiO_2	38.64	38.64	38.90	39.04	39.12	39.21	39.40	39.07	39.23	39.02
TiO_2	0.008	0.019	0.011	0.012	0.011	0.012	0.008	0.008	0.012	0.016
Al_2O_3	0.024	0.027	0.028	0.029	0.028	0.025	0.027	0.023	0.023	0.024
FeO	19.07	21.00	18.47	17.83	19.06	18.77	18.47	19.83	17.95	18.43
MnO	0.230	0.263	0.220	0.216	0.230	0.227	0.224	0.247	0.216	0.220
MgO	41.79	40.40	42.52	43.32	42.31	42.28	42.59	41.51	42.96	42.58
CaO	0.294	0.302	0.293	0.298	0.300	0.304	0.294	0.287	0.292	0.297
NiO	0.360	0.317	0.386	0.385	0.357	0.374	0.382	0.359	0.389	0.381
Cr_2O_3	0.045	0.033	0.048	0.048	0.049	0.040	0.048	0.047	0.047	0.039
Сумма	100.47	101.01	100.90	101.20	101.49	101.26	101.46	101.40	101.14	101.03

Продолжение 1 таблицы 2.4.

Компонент	СУ50-13	СУ50-201	СУ50-202	СУ50-203	СУ50-204	СУ50-205	СУ50-206	СУ50-207	СУ50-13	СУ50-201
Расплавные включения										
SiO_2	50.63	50.09	50.39	50.04	50.59	50.53	50.28	50.44	50.63	50.09
TiO_2	2.29	2.30	2.37	2.42	2.30	2.33	2.36	2.21	2.29	2.30
Al_2O_3	12.94	12.73	12.84	13.32	12.83	12.80	12.79	13.00	12.94	12.73
FeO	9.39	9.99	9.69	8.41	9.90	9.71	10.20	9.99	9.39	9.99
MnO	0.13	0.13	0.14	0.11	0.13	0.13	0.14	0.15	0.13	0.13
MgO	9.78	9.70	10.05	9.91	9.84	9.77	9.37	9.11	9.78	9.70
CaO	10.77	11.22	11.21	11.16	10.77	11.17	11.27	10.69	10.77	11.22
Na_2O	2.46	2.19	2.12	2.26	2.29	2.07	2.07	2.46	2.46	2.19
K_2O	0.49	0.34	0.34	0.38	0.37	0.36	0.36	0.35	0.49	0.34
P_2O_5	0.21	0.19	0.22	0.23	0.22	0.20	0.23	0.19	0.21	0.19
S, мас.%	0.05	0.04	0.05	0.06	0.05	0.03	0.06	0.04	0.05	0.04
Cl, мас.%	0.133	0.035	0.039	0.066	0.047	0.043	0.043	0.066	0.133	0.035
Сумма	99.27	98.97	99.48	98.37	99.34	99.14	99.19	98.69	99.27	98.97
NiO	0.033	0.043	0.047	0.052	0.044	0.044	0.040	0.041	0.033	0.043
Cr_2O_3	0.129	0.179	0.159	0.153	0.184	0.206	0.188	0.208	0.129	0.179
TiO_2, мас.%	2.20								2.20	
H_2O, мас.%	0.04								0.04	
B	6.5								6.5	
Li	7.4								7.4	
Rb	11.32	7.78	7.50	8.90	7.24	8.18	7.27	8.11	11.32	7.78
Ba	93.7	73.6	71.9	77.0	69.6	76.6	73.6	72.4	93.7	73.6
Th	1.34	1.00	0.94	1.11	0.97	1.11	1.00	1.03	1.34	1.00
U	0.36	0.28	0.28	0.32	0.29	0.30	0.30	0.26	0.36	0.28
Nb	11.27	10.28	10.08	10.55	9.65	9.96	9.91	9.28	11.27	10.28
Ta	0.73	0.66	0.67	0.72	0.65	0.68	0.70	0.61	0.73	0.66
La	12.21	10.41	10.43	11.07	10.39	10.36	10.38	10.41	12.21	10.41
Ce	29.99	26.76	26.76	28.33	26.87	27.11	27.38	26.65	29.99	26.76
Pb	2.03	1.59	1.46	1.76	1.48	1.57	1.51	1.55	2.03	1.59
Pr	4.31	3.94	4.01	4.29	4.09	3.98	3.84	4.01	4.31	3.94
Nd	21.35	20.27	20.30	21.49	18.87	20.46	20.29	18.73	21.35	20.27
Sr	325	308	299	320	312	313	313	304	325	308
Sm	5.79	5.49	5.85	6.01	5.70	5.75	5.69	5.96	5.79	5.49
Zr	147	147	144	155	149	148	149	141	147	147
Hf	4.03	4.09	3.92	4.21	3.84	4.02	3.87	3.75	4.03	4.09
Eu	1.99	1.97	1.86	1.96	1.87	1.85	1.97	2.03	1.99	1.97
Ti	14244	14927	14896	15370	14218	14274	14543	13566	14244	14927
Gd	6.43	6.20	6.38	6.69	6.13	6.06	5.86	6.32	6.43	6.20
Tb	1.01	0.95	0.96	0.99	0.99	0.93	0.95	1.03	1.01	0.95
Dy	6.36	5.86	5.74	5.92	5.73	5.71	5.70	5.64	6.36	5.86
Ho	1.17	1.03	1.04	1.09	1.01	1.06	1.08	1.01	1.17	1.03
Y	29.75	27.26	26.57	27.20	26.90	26.93	26.95	26.92	29.75	27.26
Er	3.08	2.65	2.68	2.69	2.55	2.68	2.72	2.60	3.08	2.65
Tm	0.39	0.33	0.33	0.34	0.33	0.34	0.31	0.34	0.39	0.33
Yb	2.43	2.05	2.07	2.10	2.15	2.21	2.02	1.99	2.43	2.05
Lu	0.31	0.28	0.27	0.29	0.27	0.30	0.28	0.30	Lu	0.31
Оливин-хозяин										
Fo	78.06	77.07	77.66	81.25	79.85	78.30	79.14	79.36	78.06	77.07
SiO_2	38.77	38.42	38.94	39.39	39.57	39.11	39.43	38.70	38.77	38.42
TiO_2	0.008	0.016	0.011	0.011	0.009	0.012	0.009	0.010	0.008	0.016
Al_2O_3	0.026	0.030	0.027	0.024	0.026	0.022	0.022	0.030	0.026	0.030
FeO	20.56	21.12	20.86	17.67	19.02	20.31	19.67	19.18	20.56	21.12
MnO	0.246	0.253	0.247	0.213	0.232	0.240	0.236	0.230	0.246	0.253
MgO	41.04	39.82	40.68	42.96	42.27	41.13	41.86	41.37	41.04	39.82
CaO	0.288	0.312	0.294	0.292	0.294	0.287	0.294	0.289	0.288	0.312
NiO	0.361	0.340	0.345	0.384	0.366	0.354	0.349	0.358	0.361	0.340
Cr_2O_3	0.036	0.029	0.031	0.042	0.044	0.034	0.036	0.041	0.036	0.029
Сумма	101.37	100.36	101.44	101.00	101.84	101.52	101.91	100.22	101.37	100.36

Продолжение 2 таблицы 2.4

Компонент	СУ50-208	4270-1	4270-2	4270-3	4270-4	4270-5	4270-6	ХС51-1	ХС51-4	ХС51-5
					Расплавные включения					
SiO_2	50.28	50.11	50.08	48.60	49.74	50.65	49.73	52.86	52.95	52.78
TiO_2	2.31	2.32	2.25	2.57	2.25	2.28	2.31	1.71	1.65	1.76
Al_2O_3	13.21	12.84	13.11	12.89	12.72	12.80	12.85	13.46	13.29	13.43
FeO	9.26	10.15	9.90	10.98	11.20	9.95	10.83	8.37	9.40	8.51
MnO	0.13	0.14	0.13	0.14	0.16	0.15	0.14	0.12	0.13	0.11
MgO	9.30	9.94	9.96	9.73	9.84	10.05	9.69	9.50	9.63	9.42
CaO	11.21	10.55	10.62	10.69	10.42	10.88	10.57	9.72	9.76	9.95
Na_2O	2.27	2.17	2.20	2.20	2.32	2.19	2.28	2.41	2.28	2.37
K_2O	0.33	0.36	0.34	0.37	0.34	0.33	0.32	0.63	0.59	0.61
P_2O_5	0.22	0.24	0.20	0.23	0.18	0.21	0.22	0.16	0.15	0.18
S. мас.%	0.02	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04	0.04
Cl. мас.%	0.044	0.041	0.043	0.032	0.029	0.039	0.035	0.003	0.003	0.005
Сумма	98.58	98.91	98.87	98.47	99.25	99.57	99.01	98.98	99.86	99.17
NiO	0.038	0.052	0.056	0.051	0.047	0.056	0.050	0.038	0.032	0.036
Cr_2O_3	0.233	0.199	0.093	0.114	0.046	0.132	0.150	0.168	0.099	0.184
TiO_2. мас.%		2.32	2.26	2.72	2.14	2.24	2.34	1.65	1.60	1.74
H_2O. мас.%		0.18	0.12	0.25	0.13	0.19	0.14	0.05	0.06	0.05
B		3.8	3.5	3.7	3.0	3.7	3.2	3.9	5.3	3.7
Li		4.5	3.6	5.3	3.2	4.8	5.0	7.0	7.7	7.3
Rb	7.51	7.06	6.87	8.12	6.59	6.95	6.65	20.46		19.81
Ba	73.7	75.7	67.8	81.0	68.7	69.1	72.6	115.4		114.5
Th	0.89	1.06	0.91	1.02	0.89	0.89	0.92	1.38		1.39
U	0.26	0.28	0.27	0.31	0.26	0.27	0.25	0.53		0.54
Nb	10.04	10.62	9.15	11.40	8.66	9.31	8.92	8.20		8.32
Ta	0.67	0.79	0.62	0.81	0.55	0.64	0.60	0.56		0.62
La	10.50	11.36	9.81	11.53	9.23	9.83	10.09	9.59		9.62
Ce	28.24	29.27	24.73	29.92	24.07	25.91	26.29	23.42		24.17
Pb	1.22	1.46	1.37	1.54	1.29	1.37	1.18	3.68		3.47
Pr	4.19	4.40	3.83	4.53	3.58	3.82	3.89	3.36		3.58
Nd	21.14	21.72	19.35	22.10	17.59	19.27	19.17	16.37		17.89
Sr	303	309	287	329	282	292	282	258		279
Sm	5.93	6.44	5.30	6.04	5.21	5.51	5.44	4.50		4.65
Zr	148	160	138	166	132	137	134	120		131
Hf	3.97	4.22	3.65	4.40	3.69	3.68	3.55	3.25		3.59
Eu	1.90	2.03	1.77	2.00	1.78	1.93	1.79	1.53		1.66
Ti	14202	13724	13508	16659	13326	14398	13649	10309		10927
Gd	6.63	6.88	6.11	6.73	5.61	5.93	6.25	4.80		5.48
Tb	1.03	1.00	0.91	1.02	0.94	0.96	0.98	0.81		0.80
Dy	5.79	5.93	5.47	6.05	5.81	5.56	5.46	4.81		4.95
Ho	1.03	1.11	0.98	1.10	1.03	0.98	1.03	0.84		0.92
Y	26.80	26.23	25.47	27.89	26.60	25.79	25.36	22.46		23.75
Er	2.70	2.54	2.48	2.87	2.86	2.66	2.50	2.21		2.61
Tm	0.27	0.39	0.34	0.34	0.34	0.31	0.33	0.30		0.31
Yb	2.01	2.01	1.96	2.26	2.34	2.01	1.94	1.76		1.82
Lu	0.27	0.26	0.27	0.29	0.26	0.25	0.28	0.25		0.27
					Оливин-хозяин					
Fo	80.55	80.41	80.23	77.60	77.90	80.32	78.97	79.93	79.63	80.17
SiO_2	39.35	39.04	39.54	38.98	39.32	39.18	39.13	38.83	39.29	39.21
TiO_2	0.014	0.013	0.014	0.018	0.013	0.010	0.010	0.011	0.008	0.012
Al_2O_3	0.028	0.032	0.030	0.028	0.025	0.025	0.025	0.023	0.023	0.024
FeO	18.38	18.40	18.66	20.89	20.72	18.52	19.77	18.89	19.18	18.73
MnO	0.219	0.222	0.223	0.249	0.249	0.222	0.237	0.237	0.240	0.236
MgO	42.70	42.37	42.50	40.60	40.98	42.41	41.66	42.20	42.14	42.24
CaO	0.296	0.291	0.293	0.304	0.295	0.297	0.290	0.266	0.260	0.270
NiO	0.370	0.370	0.387	0.339	0.363	0.365	0.353	0.344	0.342	0.346
Cr_2O_3	0.039	0.036	0.045	0.034	0.039	0.045	0.040	0.043	0.039	0.036
Сумма	101.41	100.78	101.72	101.46	102.02	101.11	101.54	100.85	101.53	101.11

Окончание таблицы 2.4.

Компонент	XC51-6	XC51-7	XC51-9	XC51-11	XC51-12	XC51-13	XC51-14	XC51-16	XC51-18
Расплавные включения									
SiO_2	50.28	50.11	50.08	48.60	49.74	50.65	49.73	52.86	52.95
TiO_2	2.31	2.32	2.25	2.57	2.25	2.28	2.31	1.71	1.65
Al_2O_3	13.21	12.84	13.11	12.89	12.72	12.80	12.85	13.46	13.29
FeO	9.26	10.15	9.90	10.98	11.20	9.95	10.83	8.37	9.40
MnO	0.13	0.14	0.13	0.14	0.16	0.15	0.14	0.12	0.13
MgO	9.30	9.94	9.96	9.73	9.84	10.05	9.69	9.50	9.63
CaO	11.21	10.55	10.62	10.69	10.42	10.88	10.57	9.72	9.76
Na_2O	2.27	2.17	2.20	2.20	2.32	2.19	2.28	2.41	2.28
K_2O	0.33	0.36	0.34	0.37	0.34	0.33	0.32	0.63	0.59
P_2O_5	0.22	0.24	0.20	0.23	0.18	0.21	0.22	0.16	0.15
S. мас.%	0.02	0.04	0.04	0.04	0.05	0.04	0.03	0.03	0.04
Cl. мас.%	0.044	0.041	0.043	0.032	0.029	0.039	0.035	0.003	0.003
Сумма	98.58	98.91	98.87	98.47	99.25	99.57	99.01	98.98	99.86
NiO	0.038	0.052	0.056	0.051	0.047	0.056	0.050	0.038	0.032
Cr_2O_3	0.233	0.199	0.093	0.114	0.046	0.132	0.150	0.168	0.099
TiO_2. мас.%		2.32	2.26	2.72	2.14	2.24	2.34	1.65	1.60
H_2O. мас.%		0.18	0.12	0.25	0.13	0.19	0.14	0.05	0.06
B		3.8	3.5	3.7	3.0	3.7	3.2	3.9	5.3
Li		4.5	3.6	5.3	3.2	4.8	5.0	7.0	7.7
Rb	7.51	7.06	6.87	8.12	6.59	6.95	6.65	20.46	
Ba	73.7	75.7	67.8	81.0	68.7	69.1	72.6	115.4	
Th	0.89	1.06	0.91	1.02	0.89	0.89	0.92	1.38	
U	0.26	0.28	0.27	0.31	0.26	0.27	0.25	0.53	
Nb	10.04	10.62	9.15	11.40	8.66	9.31	8.92	8.20	
Ta	0.67	0.79	0.62	0.81	0.55	0.64	0.60	0.56	
La	10.50	11.36	9.81	11.53	9.23	9.83	10.09	9.59	
Ce	28.24	29.27	24.73	29.92	24.07	25.91	26.29	23.42	
Pb	1.22	1.46	1.37	1.54	1.29	1.37	1.18	3.68	
Pr	4.19	4.40	3.83	4.53	3.58	3.82	3.89	3.36	
Nd	21.14	21.72	19.35	22.10	17.59	19.27	19.17	16.37	
Sr	303	309	287	329	282	292	282	258	
Sm	5.93	6.44	5.30	6.04	5.21	5.51	5.44	4.50	
Zr	148	160	138	166	132	137	134	120	
Hf	3.97	4.22	3.65	4.40	3.69	3.68	3.55	3.25	
Eu	1.90	2.03	1.77	2.00	1.78	1.93	1.79	1.53	
Ti	14202	13724	13508	16659	13326	14398	13649	10309	
Gd	6.63	6.88	6.11	6.73	5.61	5.93	6.25	4.80	
Tb	1.03	1.00	0.91	1.02	0.94	0.96	0.98	0.81	
Dy	5.79	5.93	5.47	6.05	5.81	5.56	5.46	4.81	
Ho	1.03	1.11	0.98	1.10	1.03	0.98	1.03	0.84	
Y	26.80	26.23	25.47	27.89	26.60	25.79	25.36	22.46	
Er	2.70	2.54	2.48	2.87	2.86	2.66	2.50	2.21	
Tm	0.27	0.39	0.34	0.34	0.34	0.31	0.33	0.30	
Yb	2.01	2.01	1.96	2.26	2.34	2.01	1.94	1.76	
Lu	0.27	0.26	0.27	0.29	0.26	0.25	0.28	0.25	
Оливин-хозяин									
Fo	80.55	80.41	80.23	77.60	77.90	80.32	78.97	79.93	79.63
SiO_2	39.35	39.04	39.54	38.98	39.32	39.18	39.13	38.83	39.29
TiO_2	0.014	0.013	0.014	0.018	0.013	0.010	0.010	0.011	0.008
Al_2O_3	0.028	0.032	0.030	0.028	0.025	0.025	0.025	0.023	0.023
FeO	18.38	18.40	18.66	20.89	20.72	18.52	19.77	18.89	19.18
MnO	0.219	0.222	0.223	0.249	0.249	0.222	0.237	0.237	0.240
MgO	42.70	42.37	42.50	40.60	40.98	42.41	41.66	42.20	42.14
CaO	0.296	0.291	0.293	0.304	0.295	0.297	0.290	0.266	0.260
NiO	0.370	0.370	0.387	0.339	0.363	0.365	0.353	0.344	0.342
Cr_2O_3	0.039	0.036	0.045	0.034	0.039	0.045	0.040	0.043	0.039
Сумма	101.41	100.78	101.72	101.46	102.02	101.11	101.54	100.85	101.53

Примечание к таблице 2.4. Размер проанализированных расплавных включений 40-80 мкм; жирными линиями разделены группы элементов, определенные разными методами микроанализа (сверху вниз): обычный рентгеновский микроанализ, высокоточный рентгеновский микроанализ, вторично-ионная масс-спектрометрия, масс-спектрометрия с индуктивно связанной плазмой с лазерным пробоотбором.

Условия кристаллизации и состав расплавов

Составы 37 закаленных расплавных включений и содержащих их оливинов из образцов гудчихинской свиты представлены в табл. 2.5. Поскольку температуры закалки (1250°C) включений в вертикальной закалочной печи в общем случае не соответствовали температуре захвата, составы включений дополнительно пересчитывались до равновесия с оливином-хозяином. Для расчета равновесия оливин–расплав использовали модель (Ford et al., 1983). Содержания FeO во включениях обнаруживают значимую линейную корреляцию с железистостью вмещающего оливина (FeOраспл = 0.53FeOol - 0.9, R = 0.7), что свидетельствует о потере железа из включения за счет диффузионного перераспределения Fe-Mg между включением и оливином-хозяином в процессе охлаждения (Sobolev, Danyushevsky, 1994). Этот эффект можно скомпенсировать, используя значимую корреляцию между содержаниями FeO и SiO2 (FeOобщ = 30.84 - 0.369SiO2, R=0.7) для пород гудчихинской свиты, содержащих, подобно расплавам, 7-15 мас. % MgO (GEOROC http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/). Отношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в расплаве определялось по составу хромистых шпинелей и модели распределения Fe^{2+}/Fe^{3+} между шпинелью и расплавом (Maurel, Maurel, 1982). От состава закаленных включений скорректированные значения отличаются незначительно, главным образом по содержаниям Mg и Fe. Тем не менее в табл. 2.5 представлены поправочные коэффициенты для корректировки содержаний примесных элементов во включениях, несовместимых с оливином-хозяином (Kcor). Этот коэффициент был рассчитан для каждого включения как отношение содержаний Al_2O_3 в измеренном и исправленном составах включений. Для получения скорректированного значения содержаний несовместимых элементов в захваченных расплавах следует значения в табл. 2.4 умножить на Kcor из табл. 2.5. В дальнейшем мы будем обсуждать только скорректированные составы. Содержание Ni в расплавах рассчитывалось на основе состава оливина-хозяина и модели равновесия оливин–расплав (Beattie, 1993).

Температуры равновесия захваченных расплавов с оливином-хозяином находятся в интервале 1170-1250°C (табл. 4.5) и близки к интервалу температур гомогенизации

Таблица 2.5. Рассчитанные составы захваченных расплавов в оливинах из пикритов гудчихинской свиты

Компонент	СУ50-3	СУ50-5	СУ50-6	СУ50-7	СУ50-8	СУ50-9	СУ50-10
SiO_2	50.33	50.10	50.02	49.72	50.19	50.14	50.43
TiO_2	2.27	2.12	2.12	2.58	2.18	2.18	2.33
Al_2O_3	12.88	12.76	12.37	12.60	12.67	12.76	12.85
Fe_2O_3	0.52	0.53	0.53	0.53	0.53	0.53	0.52
FeO	11.79	11.88	11.90	12.01	11.85	11.86	11.76
MnO	0.12	0.11	0.11	0.12	0.11	0.11	0.12
MgO	8.23	8.64	9.15	8.40	8.52	8.66	7.86
CaO	10.77	10.76	10.77	10.95	10.93	10.66	11.03
Na_2O	2.31	2.34	2.11	2.22	2.21	2.30	2.33
K_2O	0.37	0.38	0.47	0.43	0.43	0.37	0.35
P_2O_5	0.21	0.18	0.22	0.25	0.18	0.20	0.21
Cr_2O_3	0.18	0.18	0.21	0.17	0.18	0.20	0.18
NiO	0.028	0.031	0.033	0.028	0.030	0.031	0.027
T_{clc}, °C	1208	1220	1231	1212	1215	1220	1197
Fo	79.62	80.4	81.24	79.82	80.15	80.43	78.86
NiO_{ol}	0.360	0.386	0.385	0.357	0.374	0.382	0.359
K_{cor}	0.990	0.956	0.945	0.979	0.963	0.957	1.011
S_{cor}	0.042	0.036	0.058	0.058	0.036	0.049	0.025
Cl_{cor}	0.041	0.097	0.193	0.055	0.116	0.071	0.046

Компонент	СУ50-11	СУ50-12	СУ50-13	СУ50-201	СУ50-202	СУ50-203	СУ50-204
SiO_2	49.92	49.80	50.52	50.36	50.26	49.46	50.32
TiO_2	2.23	2.25	2.32	2.38	2.42	2.31	2.29
Al_2O_3	12.52	12.70	13.09	13.15	13.09	12.70	12.78
Fe_2O_3	0.53	0.53	0.52	0.52	0.53	0.54	0.52
FeO	11.93	11.99	11.73	11.75	11.83	12.11	11.79
MnO	0.11	0.11	0.13	0.13	0.13	0.10	0.13
MgO	9.00	8.72	7.45	7.11	7.41	9.25	8.35
CaO	10.83	10.92	10.90	11.59	11.43	10.64	10.73
Na_2O	2.20	2.23	2.49	2.26	2.16	2.15	2.28
K_2O	0.38	0.37	0.50	0.35	0.35	0.36	0.37
P_2O_5	0.19	0.20	0.21	0.20	0.22	0.22	0.22
Cr_2O_3	0.14	0.15	0.13	0.19	0.16	0.15	0.18
NiO	0.033	0.031	0.025	0.023	0.024	0.034	0.029
T_{clc}, °C	1228	1221	1189	1172	1181	1234	1211
Fo	81.01	80.45	78.06	77.07	77.66	81.25	79.85
NiO ol	0.389	0.381	0.361	0.340	0.345	0.384	0.366
K_{cor}	0.938	0.957	1.011	1.032	1.019	0.953	0.996
S_{cor}	0.026	0.035	0.055	0.040	0.053	0.055	0.052
Cl_{cor}	0.070	0.053	0.134	0.036	0.040	0.063	0.046

Продолжение 1 таблицы 2.5

Компонент	СУ50-205	СУ50-206	СУ50-207	СУ50-208	4270-1	4270-2	4270-3
SiO_2	50.45	50.15	50.48	49.82	50.07	50.03	49.29
TiO_2	2.36	2.36	2.20	2.23	2.32	2.25	2.69
Al_2O_3	12.95	12.77	12.96	12.73	12.82	13.08	13.48
Fe_2O_3	0.52	0.53	0.52	0.53	0.53	0.53	0.54
FeO	11.75	11.86	11.75	11.98	11.88	11.91	12.16
MnO	0.13	0.13	0.13	0.12	0.13	0.13	0.14
MgO	7.66	8.08	8.07	8.82	8.72	8.62	7.46
CaO	11.30	11.25	10.66	10.80	10.54	10.60	11.18
Na_2O	2.09	2.07	2.45	2.19	2.17	2.20	2.30
K_2O	0.36	0.36	0.35	0.32	0.36	0.34	0.39
P_2O_5	0.20	0.23	0.19	0.21	0.24	0.20	0.24
Cr_2O_3	0.21	0.19	0.21	0.23	0.20	0.09	0.12
NiO	0.026	0.027	0.027	0.031	0.030	0.031	0.024
Tclc,°C	1187	1199	1206	1222	1220	1218	1185
Fo	78.3	79.14	79.36	80.55	80.41	80.23	77.6
NiOol	0.354	0.349	0.358	0.370	0.370	0.387	0.339
Kcor	1.012	0.999	0.997	0.964	0.999	0.998	1.046
Scor	0.029	0.061	0.036	0.018	0.039	0.038	0.037
Clcor	0.044	0.043	0.066	0.042	0.041	0.042	0.033
Компонент	4270-4	4270-5	4270-6	ХС51-1	ХС51-4	ХС51-5	ХС51-6
SiO_2	50.33	50.26	50.02	52.43	52.57	52.18	52.87
TiO_2	2.37	2.26	2.37	1.68	1.65	1.72	1.57
Al_2O_3	13.37	12.70	13.16	13.25	13.30	13.11	13.13
Fe_2O_3	0.52	0.53	0.53	0.49	0.49	0.50	0.48
FeO	11.79	11.83	11.91	11.05	11.01	11.14	10.89
MnO	0.16	0.14	0.14	0.12	0.14	0.12	0.13
MgO	7.43	8.63	7.98	8.06	7.92	8.24	7.83
CaO	10.96	10.79	10.83	9.57	9.77	9.71	9.91
Na_2O	2.44	2.17	2.34	2.37	2.28	2.31	2.24
K_2O	0.36	0.33	0.33	0.62	0.59	0.60	0.57
P_2O_5	0.19	0.21	0.23	0.16	0.15	0.18	0.15
Cr_2O_3	0.05	0.13	0.15	0.17	0.10	0.18	0.20
NiO	0.026	0.030	0.027	0.026	0.025	0.027	0.025
Tclc,°C	1187	1217	1201	1213	1207	1216	1203
Fo	77.9	80.32	78.97	79.93	79.63	80.17	79.5
NiO ol	0.363	0.365	0.353	0.344	0.342	0.346	0.345
Kcor	1.051	0.992	1.024	0.984	1.001	0.976	1.002
Scor	0.049	0.036	0.032	0.027	0.040	0.039	0.035
Clcor	0.030	0.039	0.036	0.003	0.003	0.005	0.003

Окончание таблицы 2.5.

Компонент	XC51-9	XC51-11	XC51-12	XC51-13	XC51-14	XC51-16	XC51-17
SiO_2	52.23	52.37	52.85	51.75	52.20	53.34	53.20
TiO_2	1.65	1.73	1.64	1.45	1.82	1.39	1.64
Al_2O_3	12.81	12.74	12.85	12.95	13.26	12.30	12.72
Fe_2O_3	0.49	0.49	0.49	0.51	0.50	0.48	0.48
FeO	11.12	11.08	10.91	11.36	11.13	10.73	10.78
MnO	0.12	0.13	0.14	0.13	0.15	0.11	0.14
MgO	8.59	8.27	8.03	9.39	7.29	9.20	8.05
CaO	9.87	10.04	10.09	8.93	10.42	9.34	9.79
Na_2O	2.22	2.22	2.11	2.69	2.26	2.17	2.22
K_2O	0.55	0.57	0.53	0.52	0.59	0.57	0.56
P_2O_5	0.16	0.15	0.16	0.15	0.19	0.14	0.19
Cr_2O_3	0.17	0.19	0.18	0.15	0.20	0.20	0.21
NiO	0.028	0.027	0.025	0.033	0.022	0.033	0.026
T_{clc},°C	1223	1214	1206	1253	1185	1241	1209
Fo	80.84	80.26	79.86	82.14	78.01	82.23	80.07
NiO_{ol}	0.353	0.355	0.341	0.379	0.322	0.386	0.354
K_{cor}	0.967	0.964	1.008	0.943	1.049	0.951	1.017
S_{cor}	0.038	0.032	0.041	0.038	0.032	0.035	0.051
Cl_{cor}	0.002	0.003	0.004	0.002	0.008	0.004	0.003

Примечание. T_{clc},°C – температура равновесия с оливином-хозяином; *Fo* (мол.%) и NiO (мас.%) − состав оливина -хозяина; K_{cor} − корректировочный коэффициент для несовместимых элементов (см. текст); S_{cor}, Cl_{cor} − скорректированные содержания серы и хлора в расплаве.

включений (1180-1290°C). Летучести кислорода необычно низки (на 2.5-3 лог. единицы ниже буфера Ni-NiO) и обусловлены высокой восстановленностью состава шпинели.

Монотонный рост содержаний CaO и Al_2O_3 при убывании MgO свидетельствует о том, что расплав эволюционировал за счет кристаллизации оливина без сосуществующих плагиоклаза и пироксена. Этот факт дает основание рассчитывать состав родоначального расплава путем моделирования обратного фракционирования оливина (см. ниже раздел «Состав первичных магм»). Составы включений образцов СУ-50 и 4270/13 образуют единый тренд по всем элементам (рис. 2.16). Они близки к составам базальтовых стекол вулкана Мауна Лоа, Гавайские о-ва. Включения из образца ХС-51/130 отличаются высоким содержанием SiO_2, K_2O и пониженными концентрациями CaO, TiO_2, P_2O_5, а также повышенными содержаниями Rb, Ba, U, Th. La и Pb, т.е. обогащены элементами, типичными для кислых пород континентальной коры (Rudnick, 2002). На спайдер-диаграмме литофильных элементов для этих включений (рис. 2.17) хорошо видны характерные экстремумы спектров континентальной коры: максимумы в содержаниях Rb, U,

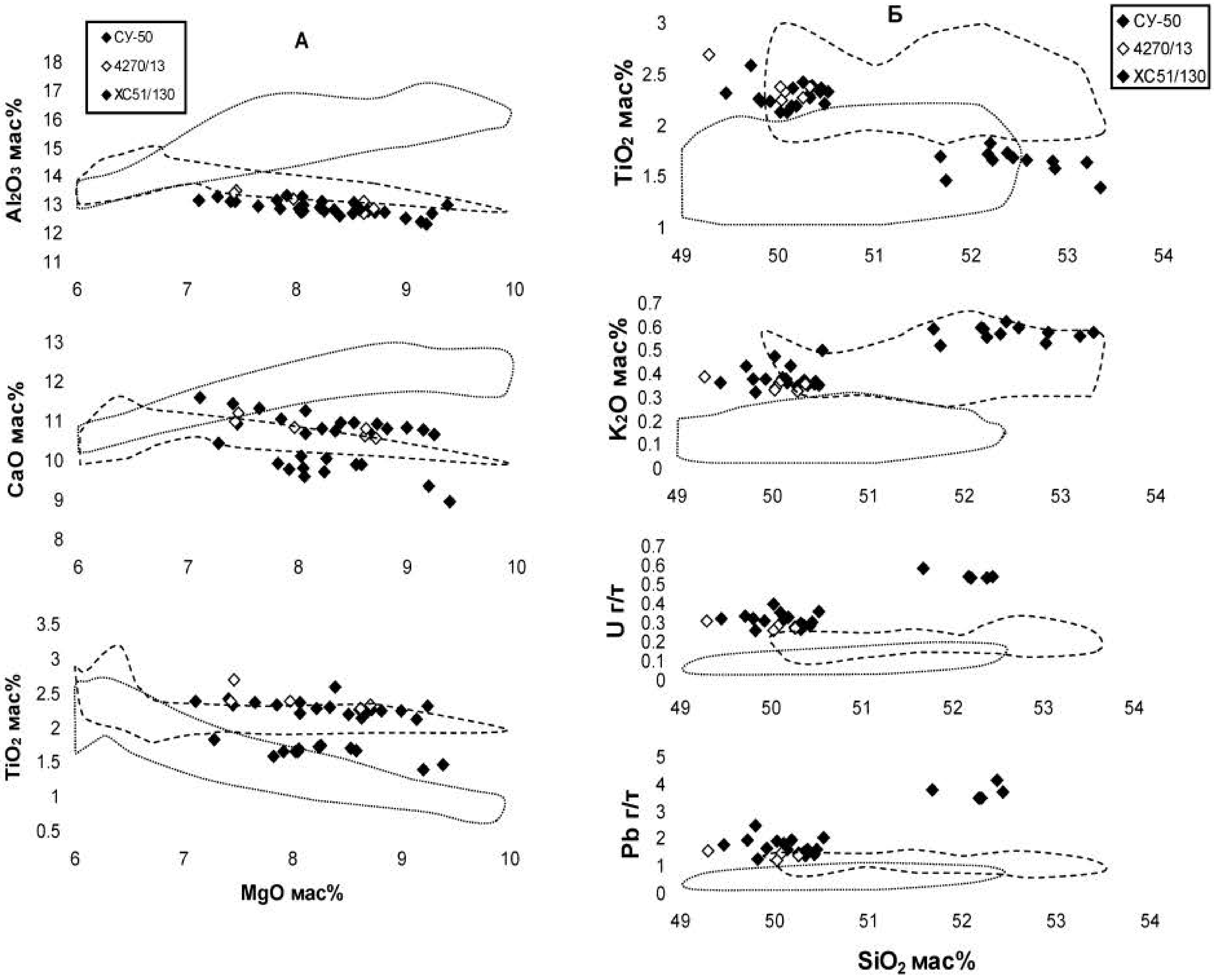


Рис. 2.16. Диаграммы составов расплавных включений в оливинах из пикритов гудчихинской свиты

Все составы пересчитаны до равновесия с оливином-хозяином. Точечной линией отмечено поле составов стекол базальтов срединно-океанических хребтов по данным PetDB http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp; пунктирной линией – поле составов стекол вулкана Мауна Лоа, Гавайи, по данным GEOROC http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/.

Pb и минимумы в концентрациях Ta, Nb, Ti. Эти данные свидетельствуют о существенной контаминации расплавов, из которых кристаллизовались оливины образца ХС-51-130, кислым континентальным материалом, например кварцевыми песчаниками. Признаки контаминации заметны и для некоторых включений образца СУ-50, в которых установлены повышенные концентрации K, Cl и B. Однако контаминант в этом случае другим: обогащенным солями хлора и калия с невысоким содержанием кремния, возможно эвапорит.

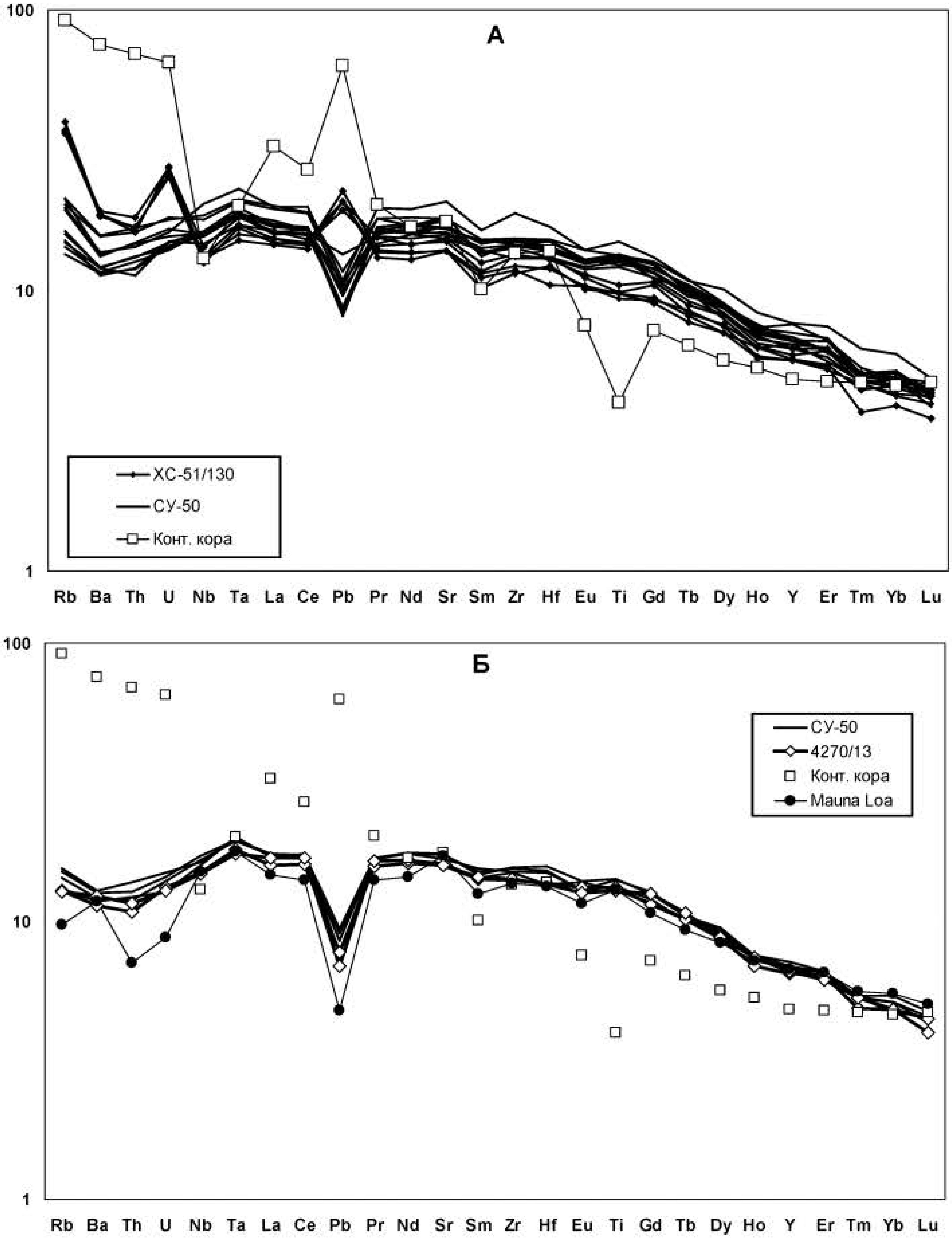


Рис. 2.17. Спектры распределения редких элементов в расплавных включениях в оливинах из контаминированных пикритов гудчихинской свиты в сравнении с континентальной корой (Rudnick, 2002); (А) и неконтаминированных – с Гавайскими мантийными расплавами (Mauna Loa, по (Sobolev et al., 2005 (Б)

Составы расплавных включений в оливине образцов СУ-50 и 4270/13 с содержанием Cl < 0.045 мас.% характеризуются очень узким диапазоном концентраций всех несовместимых элементов, одинаковым для обоих образцов (рис. 2.17Б). Признаков коровой контаминации не наблюдается. При этом состав включений очень близок к составу сходных по магнезиальности расплавов вулкана Мауна Лоа, Гавайи.

Летучие компоненты в расплавах

Расплавные включения в оливине образца СУ-50 и большинство включений в оливине образца ХС-51-130 характеризуются аномально низкой концентрацией H_2O (рис. 2.18), связанной, вероятно, с приповерхностной дегазацией кристаллизующихся магм. Содержания H_2O во включениях в оливине образца 4270/13 несколько выше (до 0.25 мас.%) и сопоставимы с результатами оценки, полученной исходя из концентрации элемента близкой несовместимости, а именно Ce (Dixon et al., 2002). Следовательно, их можно принять за исходные концентрации недегазированных магм. Этот уровень концентраций также сопоставим с минимальными содержаниями H_2O в стеклах Мауна Лоа, Гавайи. Концентрации Cl во включениях в оливине образца ХС-51-130 исключительно низки и, так же как и содержания H_2O, возможно, свидетельствуют о приповерхностной дегазации (рис. 2.16). Для включений в оливине образца СУ-50 характерен крутой тренд накопления Cl с увеличением концентрации K2O. При этом содержания Cl достигают необычно высоких значений. Составы включений из образца 4270/13 по концентрации Cl располагаются в начале этого тренда и сопоставимы с максимальными содержаниями хлора в стеклах Мауна Лоа, Гавайи. Характерной особенностью всех изученных включений являются повышенные концентрации бора, максимальные в наиболее хлористых включениях в оливинах из обр. СУ-50. Содержания серы малы во всех изученных включениях. Они более чем в два-три раза ниже уровня насыщения базальтового расплава сульфидным расплавом (рис. 2.18).

Концентрация углекислоты в расплавах при низких давлениях не представительна для родоначальных магм из-за процесса ранней дегазации. Однако содержания CO_2 в недегазированном расплаве могут быть оценены по концентрации нелетучего элемента

Состав первичных магм

Первичные расплавы, сформировавшие породы гудчихинской свиты, могут быть реконструированы исходя из составов расплавных включений с минимальными признаками контаминации континентальной корой. Такие включения установлены в оливине из образцов СУ-50 и 4270/13 и характеризуются самыми низкими содержаниями хлора и других наиболее несовместимых элементов. Для этих расплавов был применен алгоритм обратного фракционирования оливина до равновесия с наиболее магнезиальным оливином (Sobolev, Danyushevsky, 1994), установленным для пород гудчихинской свиты, – Fo_{84} (Sobolev et al., 2007 и данная работа). Вычисления проводились с помощью программы Petrolog

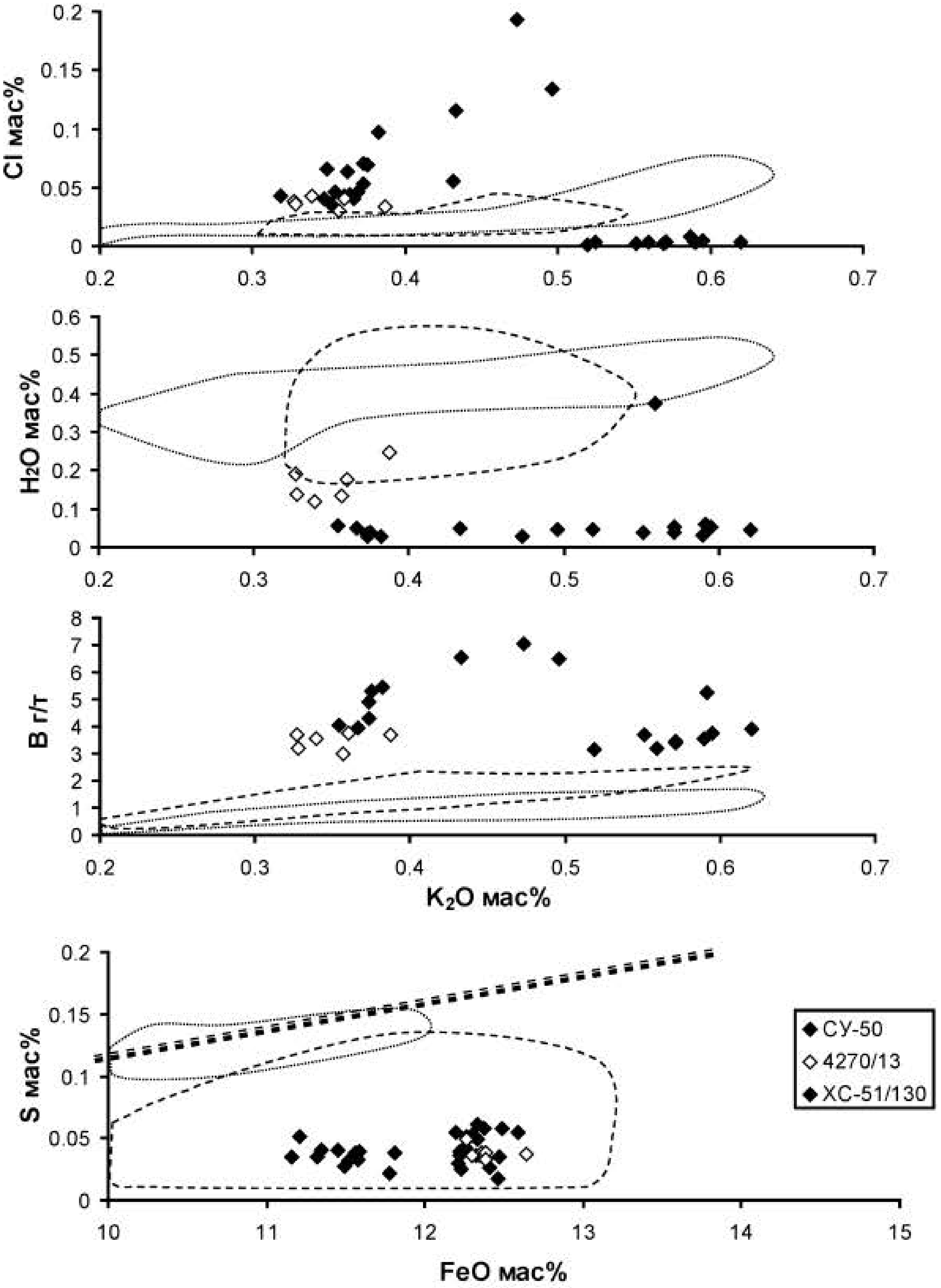


Рис. 2.18. Летучие компоненты в расплавных включениях в оливинах пикритов гудчихинской свиты

Пунктирной линией отмечено поле стекол вулкана Мауна Лоа, Гавайи, по данным базы составов GEOROC http://georoc.mpch-mainz.gwdg.de/georoc/, точечной линией обозначено поле стекол срединно-океанических базальтов без признаков контаминации морской водой по данным PetDB (http://www.petdb.org/petdbWeb/index.jsp). Поля стекол в координатах K_2O–B нанесены по неопубликованным данным исследования расплавных включений в оливине А.В. Соболева. Двойной пунктирной линией показана область насыщения серой по данным (Mathez, 1976).

(Danyushevsky, 2001) с использованием моделей, описанных выше в разделе «Условия кристаллизации и состав расплавов». Концентрация MgO и температура равновесия в полученных составах могут быть ниже, чем в реальных первичных расплавах, если в системе кристаллизовался более магнезиальный оливин, не установленный в изученных образцах, несмотря на большую статистику опробования (более 400 проанализированных зерен оливина). Поскольку добавление оливина приводит к значительному увеличению концентрации Ni в расплаве, максимально допустимое количество добавленного оливина должно быть ограничено концентрацией Ni в расплавах, равновесных с реакционным пироксенитом. Так как составы расплавов пироксенита образуют поле в координатах Ni-MgO, первичные расплавы досчитывались до его нижней (gd PM min) и верхней (gd PM max) границ. Полученные первичные расплавы при атмосферном давлении равновесны с оливином Fo_{84-87} (среднее $Fo_{85.5}$) и по составу соответствуют толеитовым пикритам с содержанием SiO_2= 48-49 мас. % (среднее 48.7) и MgO= 11-14 мас. % (среднее 12.7).

Условия образования первичных магм

Зная состав первичных расплавов, можно оценить условия их равновесия (давление и температуру) с мантийным источником. Обычно такой расчет производится на основе предположения об оливинсодержащем (перидотитовом) составе источника (Herzberg, O’Hara, 2002). Однако составы вкрапленников оливина гудчихинских пикритов свидетельствуют об отсутствии оливина в их мантийном источнике (см. выше и Sobolev et al., 2007). И действительно, определение ликвидусной ассоциации оцененных первичных расплавов на основе моделей оливин–расплав (Ford et a.l, 1983) и клинопироксен–расплав (Danyushevsky et al., 1996) с использованием программы Petrolog (Danyushevsky, 2001) показывает, что при давлениях выше 1.2-1.8 ГПа расплавы оказываются недосыщенными оливином и ликвидусной фазой становится клинопироксен. Но применение модели равновесия клинопироксен–расплав (Danyushevsky et al., 1996), калиброванной для низких давлений, при высоких давлениях требует специальной проверки, которая выявила систематическое завышение температуры равновесия по сравнению с данными эксперимента. Величина температурной поправки значимо коррелирует с давлением и может быть легко учтена при коррекции P-T параметров ликвидуса первичных расплавов. Скорректированные данные показывают, что при давлениях выше 3 ГПа температура ликвидусного равновесия оцененных первичных расплавов с клинопироксеном становится значительно ниже «сухого» солидуса мантийного перидотита, но остается выше «сухого» солидуса пироксенита. Это свидетельствует о возможности выплавления первичных трапповых расплавов из пироксенита на больших глубинах в условиях практического отсутствия плавления «сухого» перидотита. Следует специально отметить, что в реальности небольшие содержания CO_2 и H_2O в мантийном перидотите способны вызвать его частичное плавление низких степеней при пониженных температурах и высоких давлениях. В результате этого процесса образуются щелочные, недосыщенные SiO_2, обогащенные несовместимыми элементами расплавы типа меймечитов или щелочных и субщелочных пикритов (Соболев и др., 1991; Рябчиков, 2003). Поэтому неудивительно присутствие таких расплавов в пределах провинции. Однако объем магматизма этого типа существенно ограничен, особенно в пределах Норильского района.

По оценке А.В. Соболева (Соболев и др., 2009_1) по сравнению с температурой конвектирующей верхней мантии (до 1350°C по White, McKenzie, 1995; Herzberg, O'Hara, 2002) установленные магмы перегреты на 150-230°C. Согласно этому автору, это является прямым доказательством плюмового происхождения Сибирской БМП и совпадает с выводами ряда предыдущих работ (Соболев и др., 1991;Wooden et al., 1993; Lightfoot et al., 1993; Рябчиков, 2003). По данным настоящей работы, мантийная струя, образовавшая Сибирскую трапповую провинцию, имела потенциальную температуру около 1500-1570oC, которая была близка к температуре Гавайской мантийной струи – 1500-1600°C (Sobolev et al., 2005). Дополнительным независимым свидетельством участия мантийной струи (плюма) в образовании сибирских траппов является состав неконтаминированных гудчихинских расплавов. По своим характеристикам, и в том числе по отношениям изотопов $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$, они также близки к расплавам Гавайской классической мантийной струи (Wooden et al., 1993).

2.2.2. Хаканчанская и туклонская свиты

Если породы первого этапа магматизма отчетливо разделяются на свиты по составу, то подобное деление вулканитов второго этапа нередко вызывает затруднения из-за близости петрохимических и текстурно-структурных особенностей лав и отсутствия среди них надежных маркирующих горизонтов. В наибольшей степени это касается трех «транзитных» свит – хаканчанской, туклонской, и надеждинской, для которых типичны базальты с толеитовой структурой, неразличимые макроскопически и располагающиеся друг над другом в разрезе. Диагностика их возможна только на основании сопоставления спектров распределения в породах редких элементов, которые имеют существенные отличия в разных свитах. Так, надеждинские толеитовые базальты характеризуются высокими концентрациями крупноионных литофильных элементов, обладают повышенным отношением $(La/Sm)n > 3$, в то время как туклонских вулканиты отличаются низким

(La/Sm)n отношением (< 1.5). В составе хаканчанской свиты, представленной в основном туфами, также отмечены редкие прослои толеитовых базальтов, но нигде не приводится их геохимическая характеристика. Единственный анализ туфов представлен в работе (Fedorenko et al., 1996).

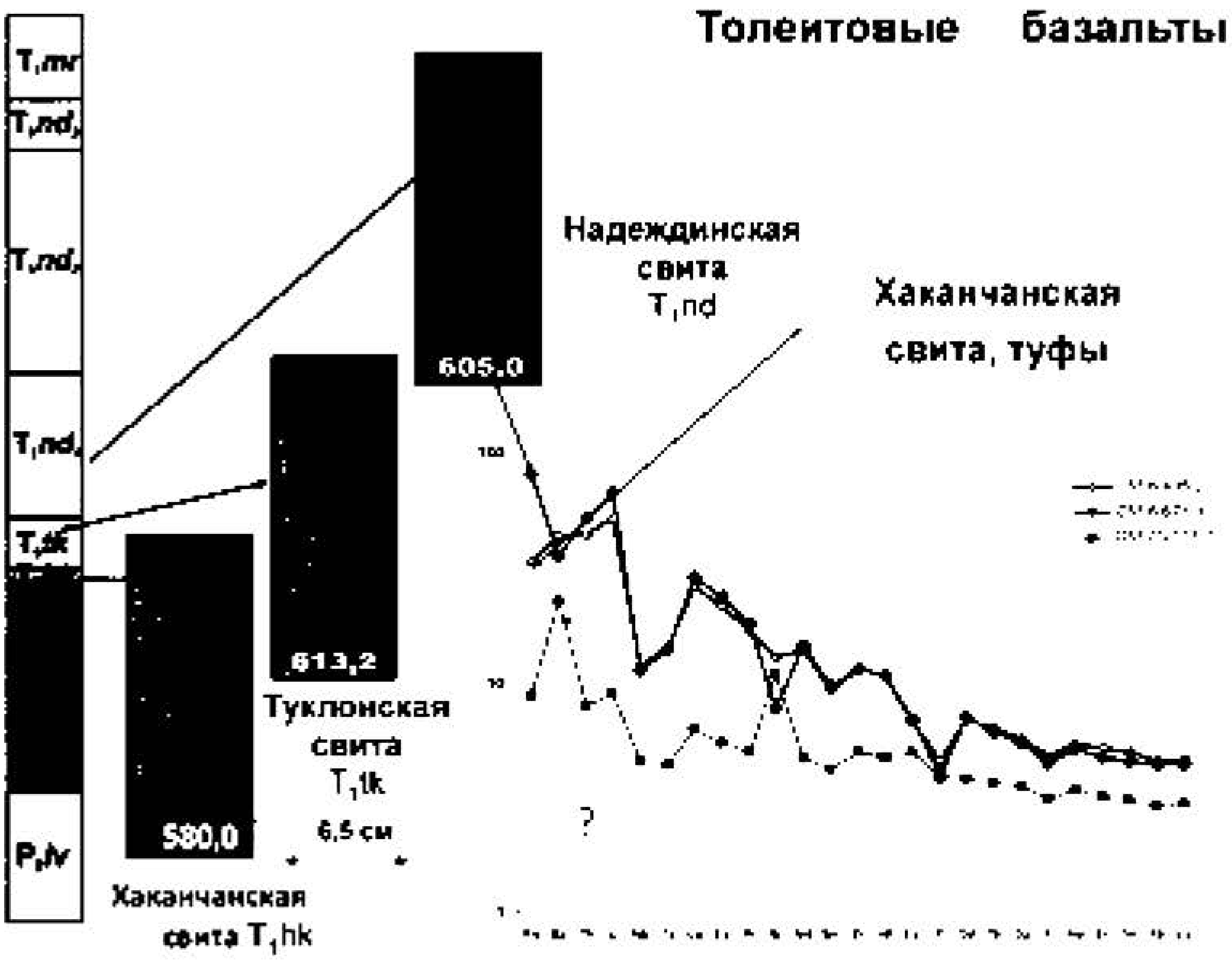


Рис. 2.19. Положение в разрезе (скв. ОМ-6) толеитовых базальтов разных свит (фото керна) - хаканчанской, туклонской и надеждинской и спектры распределения в них редких элементов

Учитывая важное значение этих образований, мы исследовали строение 8 разрезов средней части туфо-лавовой толщи в разных частях района (Криволуцкая и др., 2004, 2005): в северном периклинальном замыкании Хантайско-Рыбнинского вала (северный берег оз. Лама, нижнее течение р. Микчангда), в северо-западной части Хараелахской мульды, в северной части Норильской мульды, в западной части Тунгусской синеклизы (оз. Глубокое). В результате было установлено, что отмечавшиеся предыдущими исследователями прослои толеитовых базальтов в составе хаканчанской свиты, распространены только в центральной части Норильского района, особенно они типичны для территории Хантайско-Рыбнинского вала. Состав их резко отличается от состава чередующихся с ними в разрезе туфов: по содержаниям главных, а особенно редких элементов, базальты абсолютно идентичны породам туклонской свиты, в то время как туфы и туффиты аналогичны породам надеждинской свиты.

Это положение может быть продемонстрировано на примере одного из разрезов, детально изученном на северном берегу оз. Лама. В данном случае выше пикритовых базальтов гудчихинской свиты, охарактеризованных в работе (Соболев и др., 2009_1), установлено чередование туфов и туффитов с толеитовыми базальтами (рис. 2.20), которые в полевых условиях предположительно были отнесены к хаканчанской свите. Однако их детальное исследование показало, что базальты и туфы обладают принципиально разными геохимическими особенностями. Это наиболее отчетливо видно по вариациям (La/Sm)n отношения, которое существенно различается для пород надеждинской и туклонской свит: в первом случае оно достигает 3.4, в то время как во втором не превышает 1.4. Сильно обогащенные крупноионными литофильными элементами спектры типичны для пород надеждинской свиты по сравнению с туклонскими базальтами, что отчетливо видно на рис. 2.19. Аналогичные закономерности установлены и в нижнем течении р. Микчангда (в долине р. Ю. Икэн), только здесь чередование туфов происходит с пойкилоофитовыми базальтами, которые и макроскопически всегда рассматривались как продукты кристаллизации туклонской магмы. Заключенные между ними туфы ранее были отнесены к туклонской свите, и установление их характеристик, аналогичных породам надеждинской свиты, явилось неожиданностью.

Таким образом, в ходе картирования отдельных участков Норильского района нами было установлено, что в его западной части туклонские породы исчезают вообще, в то время как мощность надеждинских вулканитов увеличивается к Хатангско-Пясинскому прогибу. Обратное соотношение типично для восточной части территории, где существенно возрастает количество потоков и мощность туклонской свиты, а разрез надеждинской свиты резко сокращается (рис. 2.21). Из составленной нами схемы изопахит (рис. 2.22) отчетливо видно, что центры извержений указанных свит располагались в разных частях района, причем ореол распространения нижненадеждинских вулканитов немного превышает ареол развития пород гудчихинской свиты (рис. 2.14), хотя их морфология практически совпадает. Это свидетельствует об унаследованности развития Хатанга-Пясинской палеорифтовой структуры, выделяемой на севере Норильского района.

Фактически хаканчанская свита представляет собой нижнюю часть надеждинской свиты, сформированную в эксплозивный период. Одновременно с началом надеждинского этапа на востоке территории возник новый центр магматизма, источник которого существенно отличался от сформированного в это время на западе, где началось внедрение толеитовых и пойкилоофитовых, иногда пикритовых базальтов туклонской свиты, продукты извержения которой по всем параметрам очень близки к основному трапповому этапу

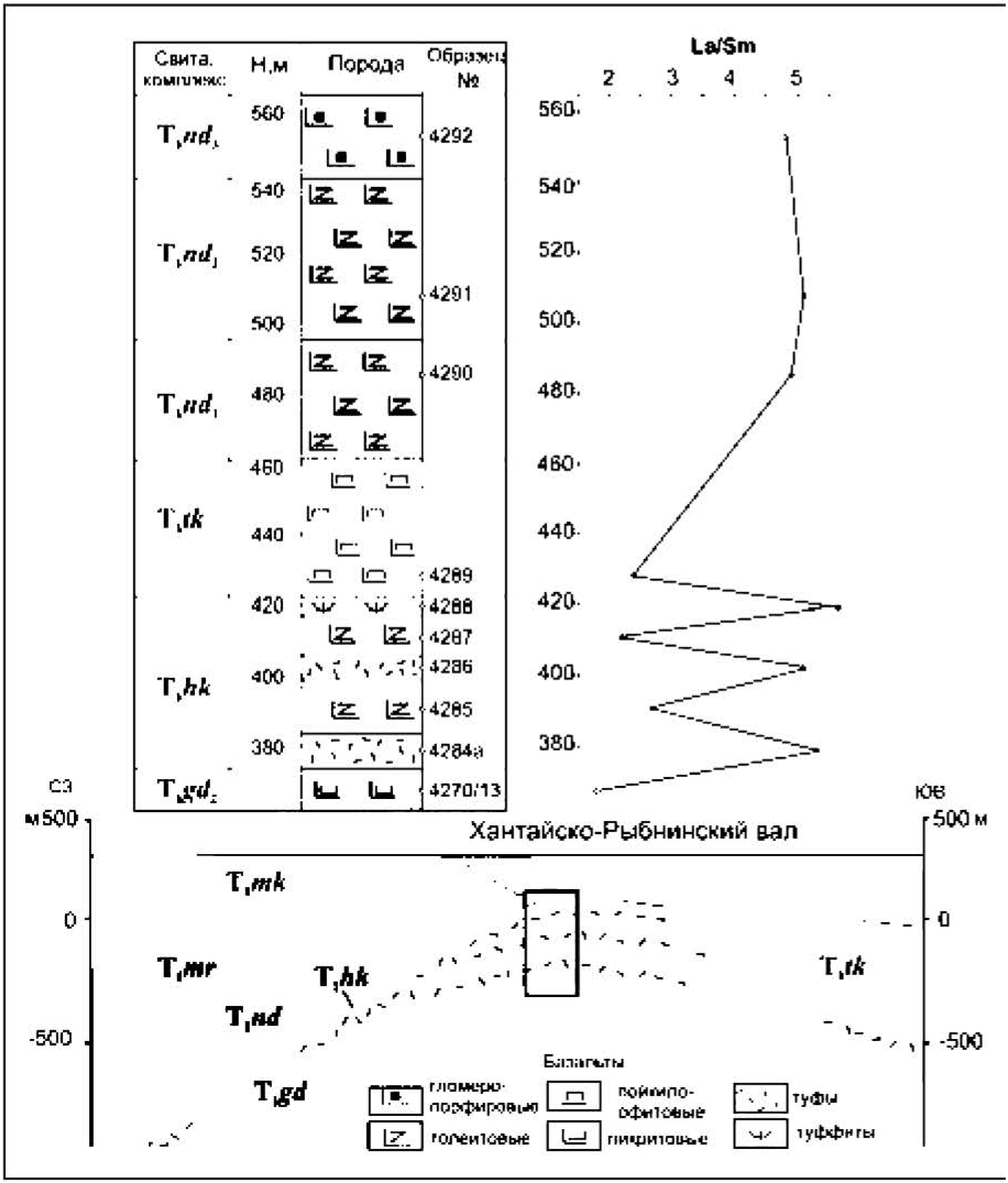


Рис. 2.20. Строение разреза вулканических пород на северном берегу оз. Лама

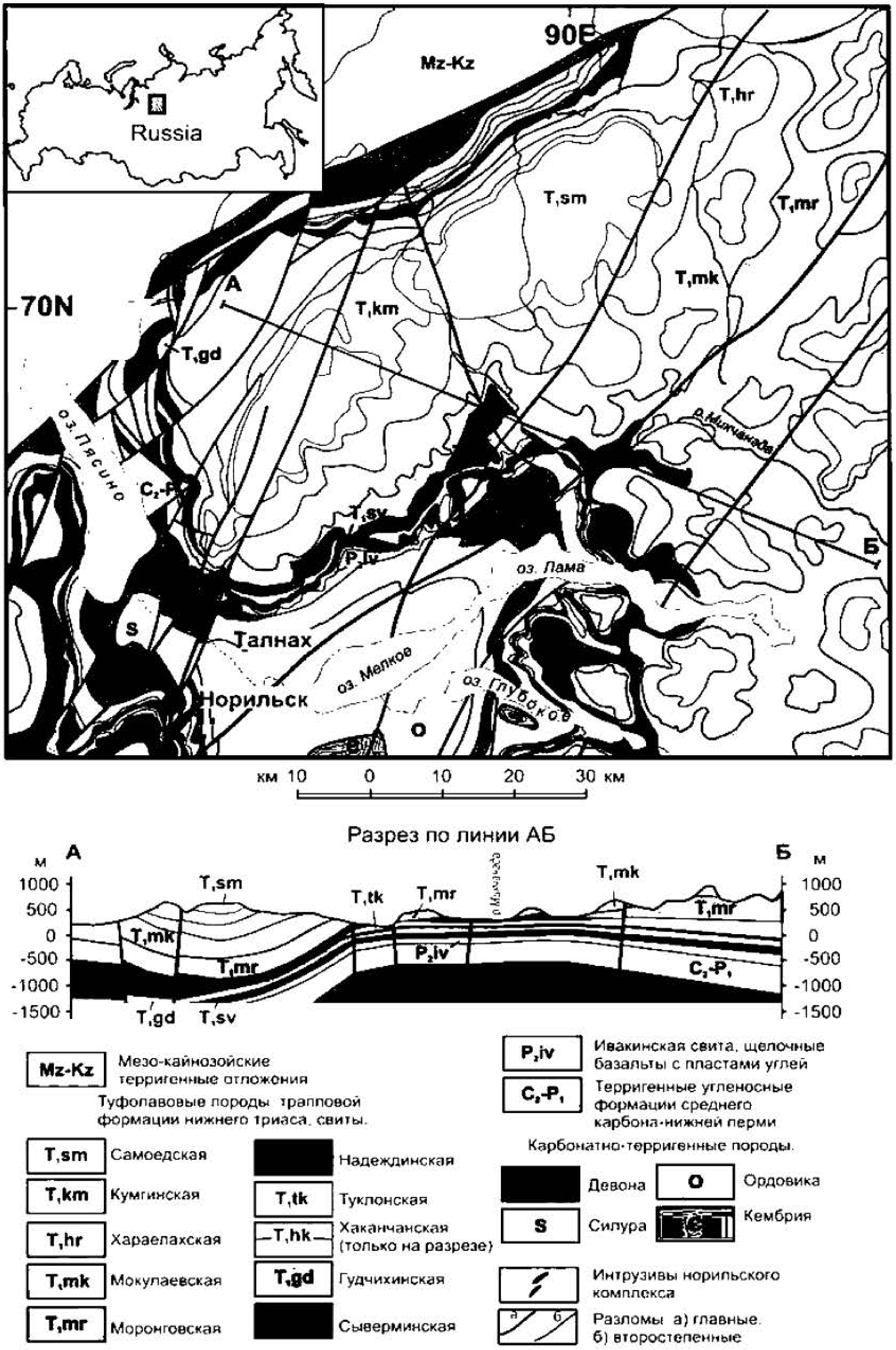


Рис. 2.21. Геологическая карта северной части района (составлена Т.Б. Шлычковой и Н.А.Криволуцкой по данным (Струнин и др., 1994))

Таблица 2.6. Состав вулканитов в северном борту оз. Лама

№ обр.	4284	4285	4286	4287	4288	4289	4290
оксиды	hk	tk	hk	tk	hk	tk	nd_1
SiO_2	52.25	48.64	50.61	46.35	54.09	47.04	51.66
TiO_2	0.935	0.86	0.936	0.925	0.933	0.827	0.98
Al_2O_3	13.4	14.19	11.37	14.75	13.15	14.07	15.78
Fe_2O_3	8.07	10.25	10.53	11.39	8.11	11.52	9.96
MnO	0.106	0.144	0.168	0.148	0.082	0.173	0.17
MgO	5.23	9.78	6.88	9	5.25	9.6	6.51
CaO	6.34	9.76	9.52	11.11	6.33	10.54	10.03
Na_2O	2.04	1.88	1.31	1.73	1.36	1.63	1.31
K_2O	1.95	0.49	1.5	0.25	0.62	0.33	1.25
P_2O_5	0.143	0.107	0.072	0.11	0.134	0.085	0.12
S	0.02	0.03	0.01	0.02	0.04	0.02	0.02
П.п.п.	9.27	3.5	6.8	3.83	9.7	3.82	2.25
Сумма	99.89	99.8	99.71	99.75	99.91	99.79	100.04
Sc	18.0	30.2	33.1	33.3	21.6	34.9	30.0
V	142	207	129	222	154	245	211
Cr	182	586	299	411	167	495	119
Co	38	57.5	51.6	58.4	35.2	62	41
Ni	89	270	80	152	70	167	50
Cu	60	125	66	114	59	109	27
Cs	3.21	0.06	0.28	0.04	1.62	0.22	0.83
Rb	89	5	8	3	19	8	24
Ba	370	60	151	125	137	99	566
Th	4.91	0.54	3.18	0.49	8.54	0.91	2.07
U	1.42	0.13	0.75	0.12	2.65	0.23	0.76
Nb	10.8	2.6	6.4	2.6	12.8	2.8	7.5
Ta	0.79	0.19	0.50	0.17	1.00	0.21	0.49
La	24.8	4.9	13.3	4.7	30.1	5.6	17.0
Ce	51.7	8.0	19.9	7.8	46.4	12.2	34.3
Pb	11.73	1.7	4.1	1.1	15.5	1.76	6.42
Pr	6.07	0.95	2.06	0.90	4.27	1.80	4.49
Nd	23.7	5.4	9.9	5.1	19.7	8.4	17.7
Sr	138	282	190	203	110	172	341
Sm	4.65	2.33	3.36	2.16	5.50	2.32	3.67
Zr	125	47	78	47	126	47	129
Hf	3.68	1.53	2.46	1.47	3.78	1.58	3.16
Eu	1.25	0.92	0.95	0.90	1.17	0.85	1.02
Ti	5608	5614	5158	5548	5596	4960	5878
Gd	4.63	2.84	3.75	2.82	5.18	2.97	3.42
Tb	0.69	0.46	0.59	0.44	0.83	0.50	0.59
Dy	3.73	2.92	3.68	2.95	4.81	3.11	3.69

Окончание
таблицы 2.6.

№ обр.	4284	4285	4286	4287	4288	4289	4290
Свита	hk	tk	hk	tk	hk	tk	nd_1
Y	17	15	18	14	22	15	22
Er	2.27	1.92	2.31	1.82	2.96	2.06	2.18
Yb	2.16	1.71	2.18	1.69	2.76	1.84	2.06
Go	0.77	0.65	0.76	0.66	1.00	0.69	0.69
Tm	0.32	0.25	0.32	0.25	0.41	0.30	0.31
Lu	0.33	0.26	0.32	0.25	0.44	0.28	0.30

Примечание. Содержания окислов и серы даны в %, элементов - в г/т; П.п.п. - потери при прокаливании; свиты: hk-хаканчанская, tk-туклонская, nd-надеждинская. (местоположение разреза см.рис.1.2.)

магматизма (моронговская – самоедская свиты). Таким образом, в постгудчихинское время существовали одновременно два центра извержения, продукты которых одновременно отлагались в центральной части района. Именно поэтому мы наблюдаем чередование туфов и туффитов хаканчанской (по сути надеждинской) и базальтов туклонской свит, языки которых достигали центральной части района. Ранний эксплозивный этап сменился эффузивным, во время которого извергались толеитовые базальты надеждинской свиты, а излияние туклонских лав практически прекратилось.

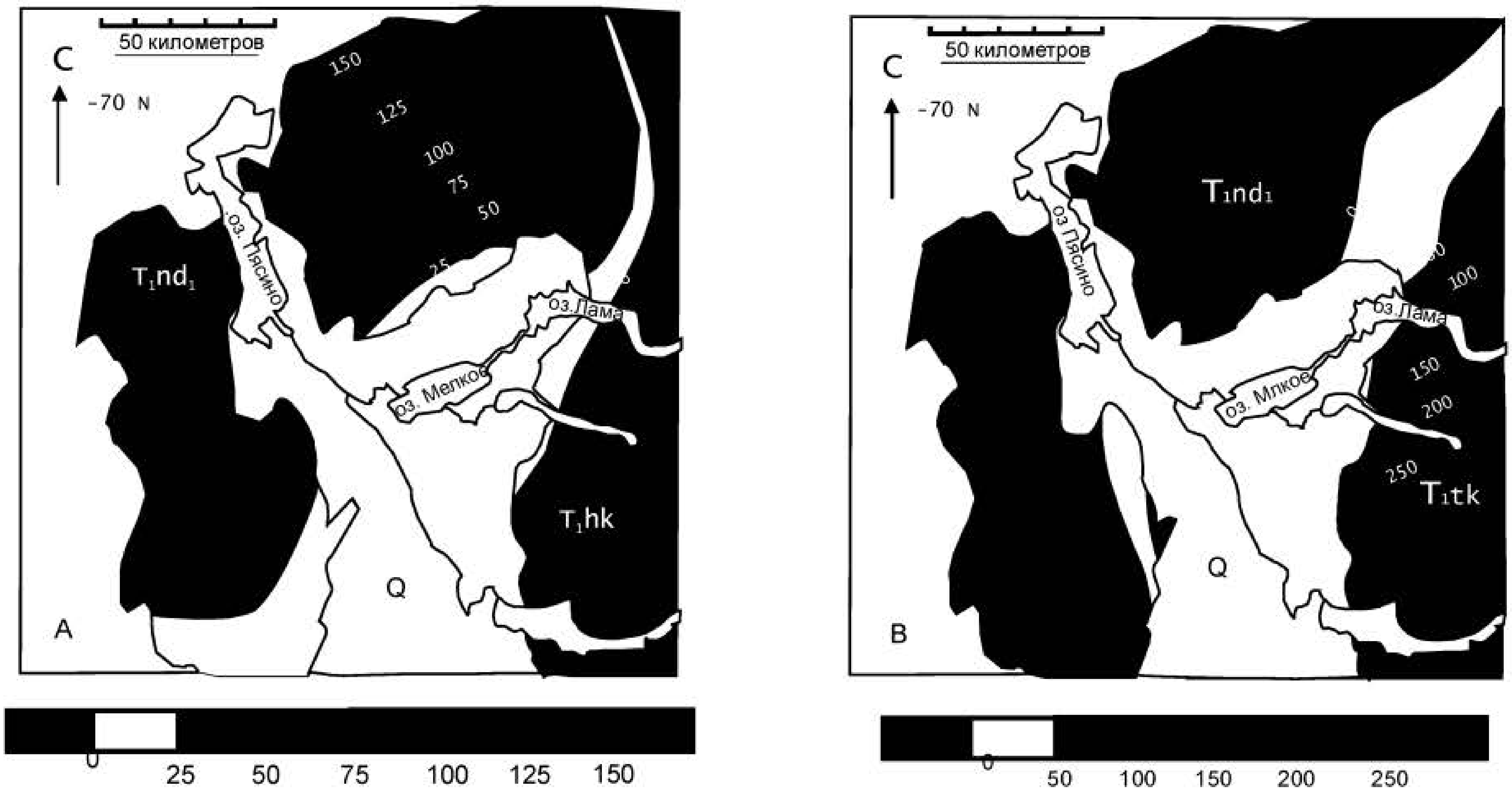


Рис. 2.22. Схемы изопахит пород надеждинской (слева) и туклонской (справа) свит

Поскольку хаканчанская свита полностью соответствует по своим петро-геохимическим характеристикам надеждинской свите, логичнее было бы ее рассматривать в качестве подсвиты в составе надеждинской свиты. Дальнейшая эволюция магматизма в районе и на Сибирской платформе в целом связана с развитием магматизма туклонского типа.

2.2.3. Надеждинская свита (нижняя часть)

Надеждинская свита состоит из толеитовых, афировых и гломеропорфировых базальтов, выделяющихся на фоне остальных вулканитов своей повышенной кремнекислотностью (52-54 мас.% SiO_2). Однако нами в ней установлены пикриты в составе Микчангдинского расслоеннго покрова. Высокомагнезиальные породы привлекают особое внимание исследователей, с одной стороны, примитивностью составов, позволяющей рассматривать их в качестве продуктов родоначальных магм Сибирской трапповой формации, а с другой - предполагаемой особой ролью в рудообразовании: в дифференцированных ультрабазат-базитовых массивах именно эти породы содержат богатое Pt-Cu-Ni оруденение. Среди описанных ранее 11 свит вулканитов в Норильском районе пикриты и пикробазальты ранее были обнаружены только в двух из них - гудчихинской и туклонской. В последней они образуют прослои в центральных частях расслоенного покрова на г. Сундук, чередующиеся с пироксенофировыми базальтами.

Следует подчеркнуть, что на большей части территории Норильского района туклонские породы представлены толеитовыми базальтами, оливиновые и пикритовые разновидности распространены крайне ограниченно, они локализованы только в восточной части рассматриваемой территории. Породы туклонской свиты детально геохимически изучены в районе оз. Глубокого на г.Сундук предшественниками (Lightfoot et al., 1994; Fedorenko et al., 1996) и авторами данной работы. Одной из отличительных черт данного разреза является присутствие покрова расслоенных базальтов, которые рассматриваются как типоморфный признак туклонских лав (рис. 2.23, 2.24). Сходные образования были описаны в районе правого притока р. Микчангда по ручью Пироксенитовому (Додин, Голубков, 1971), где также установлен покров расслоенныех пород, предварительно отнесенный к nd свите, позже охарактеризованный как гудчихинский (Рябов и др., 2000), или по аналогии с Сундукским покровом рассматривался как туклонский (Геологическая карта…, 1994).

Нами были изучены геохимические особенности Микчангдинского покрова. При этом было уделено особое внимание строению самого разреза туфолавововой толщи в нижнем течении р. Микчангды, а также петролого-геохимическим особенностям покрова и подстилающим и перекрывающим его образованиям, на основании чего сделаны

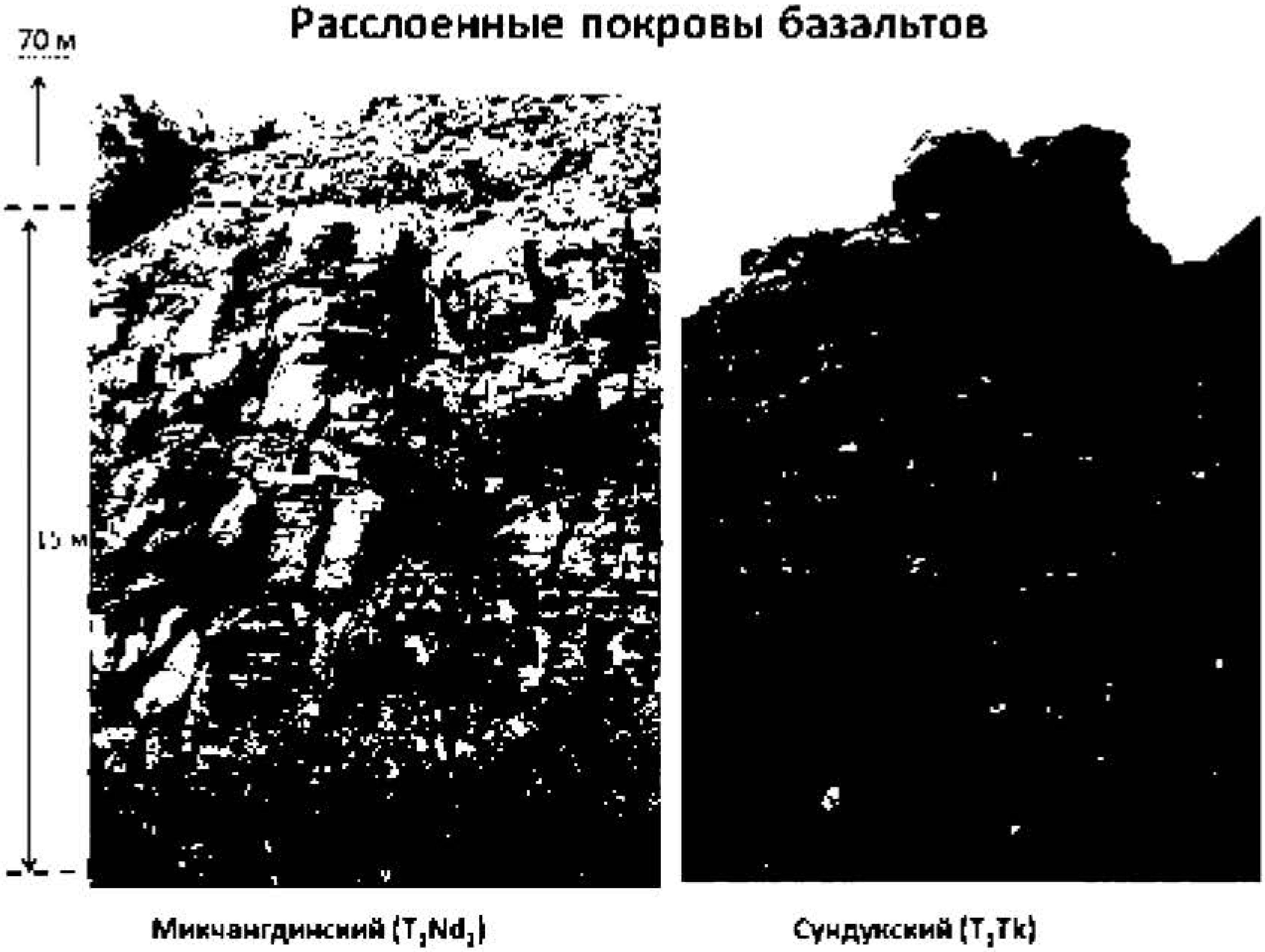


Рис. 2. 23. Общий вид расслоенных покровов базальтов

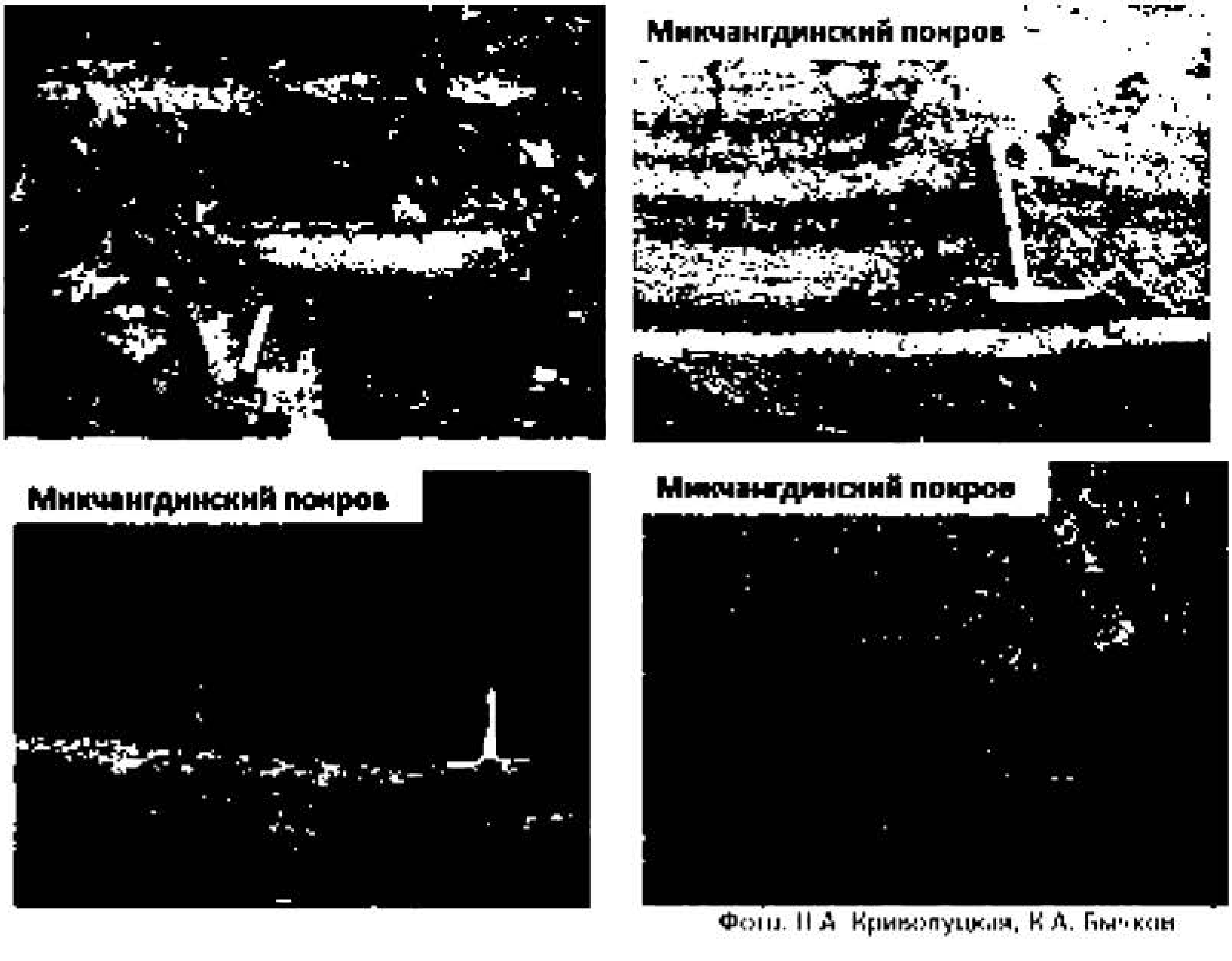


Фото. Н.А. Кривопуцкая, К.А. Бычков

Ри.2.24. Типы расслоенности в Сундукском и Микчангдинском покровах принципиально новые выводы о формационной принадежности пикробазальтов Микчангдинского покрова и их роли в формировании норильских месторождений.

В основании разреза по руч. Пироксенитовому обнажается мощная (до 20м) толща различных по составу туфов: от алевролитовых до аглометратовых, которая перекрывается 2 потоками пойкилоофитовых базальтов. Эта часть разреза отнесена нами по геохимическим данным к туклонской свите. Выше по разрезу залегают несколько прослоев толеитовых базальтов, над которыми прослеживается расслоеннный покров высокомагнезиальных пород (рис.2.25).

Мощность покрова составляет около 35 м. В нижней его части наблюдается миндалекаменная зона (до 0,5 м), в которой среди массивных базальтов присутствует большое количество полых газовых каналов (до 20 % от объема породы). Это подтверждает эффузивную природу рассматриваемых пород. Выше по разрезу располагаются массивные оливиновые базальты (содержание MgO=12 мас.%), в которых выделяются отдельные прослои (до 5 м мощностью), сложенные либо сферолитовыми выделениями клинопироксена в разном количестве (от единичных образований вплоть до 80-90% объема породы и достигающих 3-5 см в диаметре), либо массивными разностями с дендритовыми выделениями пироксена среди плагиоклаза., названные « микчангдитами». Самый мощный прослой микчангдитов - 50 см (рис.2.24) подстилается и перекрывается пикробазальтами (0,3 и 1,5 м соответственно).

Пикробазальты (обр. 530/12 – табл.2.7) обладают массивной текстурой и порфировой структурой, образованной крупными выделениями оливина (до 50 об.%) на фоне более мелкокристаллической основной массы. Оливин образует идиоморфные кристаллы, часто псевдогексагонального облика. Размер его зерен в среднем составляет 3-4 мм, достигая в единичных случаях 5-6 мм., в то время как размер минералов в основной массе колеблется от 0.8 до 1.5 см (рис.2.26). В оливине встречаются вростки хромшпинелидов, обычно он разбит серией мелких трещин, по которым развивается серпентин, боулингит; не затронутыми вторичными изменениями остаются 20-30 % объема зерен. Состав оливина варьирует от $Fo_{71.82}$ до $Fo_{77.9}$, причем для него типичны рядовые содержания никеля – 0,1 мас.% и достаточно высокие - кальция – 0.25-0.27 мас.%. Структура основной массы, сложенной пироксен-плагиоклазовым агрегатом с биотитом и ильменитом, - микродолеритовая, иногда пойкилоофитовая. Следует отметить полное отсутствие сульфидных выделений в зернах оливина, и в основной массе.

Представительные анализы пород Микчангдинского покрова разной магнезиальности, а также подстилающих и перекрывающих покров лав приведены в таблице 2.7. Для сравнения даны также составы пород надеждинской свиты по (Wooden et al., 1993), и один из составов пикритовых базальтов туклонской свиты, полученных авторами в районе оз. Глубокого.

Полученные данные позволяют с достаточной степенью достоверности судить о формационной принадлежности изученных образований. Все исследованные породы хорошо сопоставляются, в первую очередь, с нижненадеждинскими лавами, характризующимися очень низкими содержаниями цветных металлов, особенно меди. В этом отношении они являются сильно депелетированными образованиями по сравнению с остальными

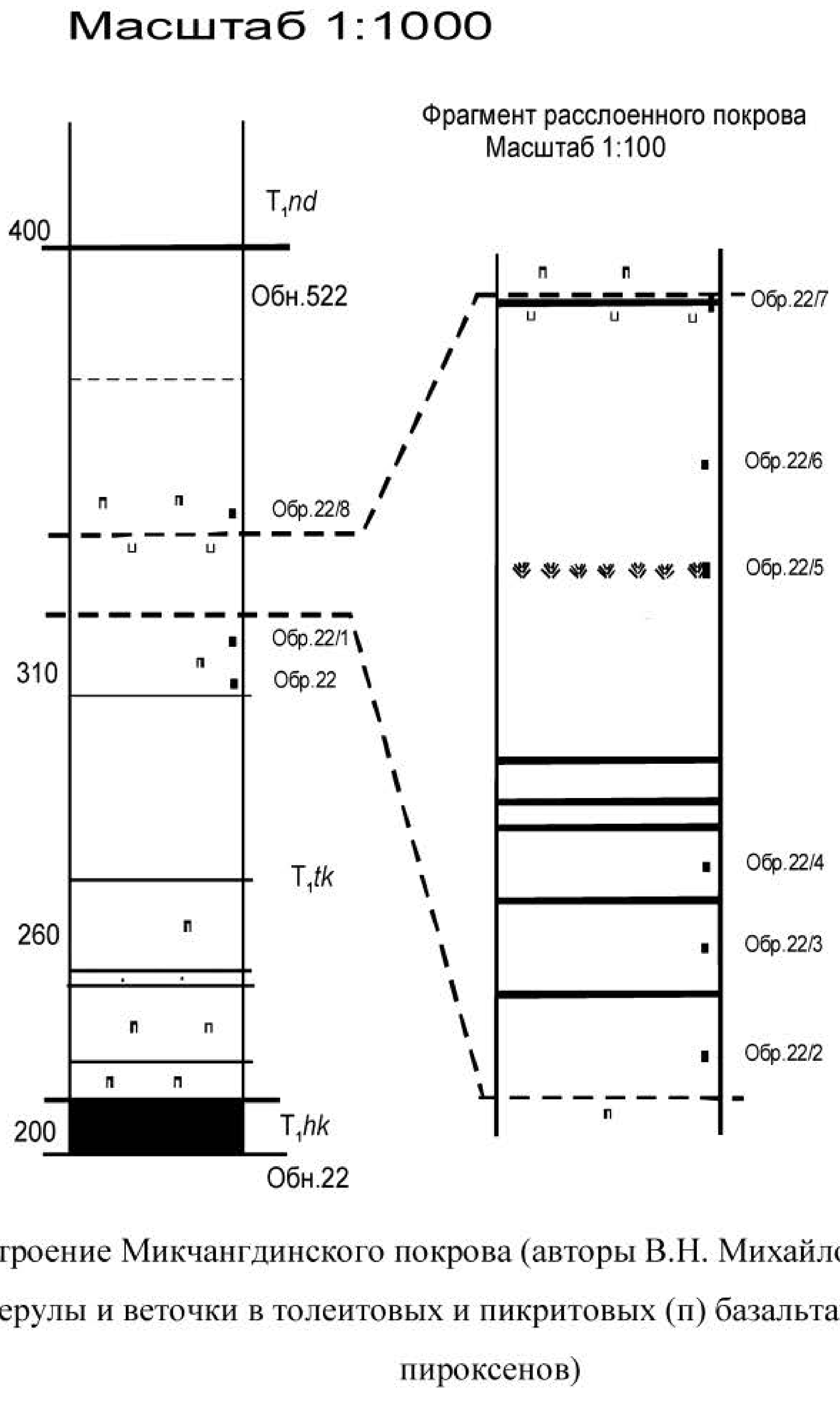


Рис. 2.25. Строение Микчангдинского покрова (авторы В.Н. Михайлов, Н.А.Криволуцкая) (зеленые сферулы и веточки в толеитовых и пикритовых (п) базальтах – формы выделения пироксенов)

Таблица 2.7. Представительные составы пород разных свит Норильского района, оливина и модельного пикробазальта надеждинской свиты

N п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
N обр.	530/12	22_3	530/14	СГ-32 2212.5	Nd n=11	SU-33	22	22_8	модельный	оливин
свита	nd	nd	nd	nd	nd	tk	nd	nd	состав	Fo=75,58
SiO_2	48.12	47.62	53.2	53.48	52.2	43.75	50.63	51.2	48.79	38.56
TiO_2	0.65	0.57	0.93	0.92	0.94	0.70	0.92	0.93	0.64	0.00
Al_2O_3	9.93	11.5	15.23	15.25	16.38	12.12	15.26	14.94	10.59	0
FeO	11.55	9.76	9.41	9.26	9.23	11.12	9.64	9.62	13.27	22.63
MnO	0.18	0.17	0.15	0.16	0.16	0.18	0.16	0.15	0.21	0.33
MgO	17.28	12.93	6.42	6.82	6.32	15.27	7.37	7.05	16.62	39.34
CaO	7.74	10.68	10.18	9.41	10.33	8.51	8.9	10.2	6.61	0.25
Na_2O	0.33	1.27	1.06	2.75	2.35	0.78	2.42	2.35	1.91	0
K_2O	0.65	0.53	1.03	1.82	1	0.23	1.26	0.96	1.26	0
P_2O_5	0.08	0.08	0.13	0.12	0.10	0.06	0.12	0.11	0.08	0.00
Cr_2O_3	0.18	0.13	0.03			0.09	0.04	0.06		0.04
pp	2.98	3.96	1.56		2.76	6.37	2.83	1.7		
NiO										0.11
H_2O				1.82						
H_2O,Мол.				0.59						
CO_2				0.22						
Sum	99.66	99.192	99.33	102.62	101.77	99.18	99.55	99.28		101.26
Be	0.67	0.45	1.09			0.24	0.70	0.95		
Sc	29.2	27.5	31.6	32.0	30.0	16.9	27.6	32.8	22.2	
Ti	4049	2892	6339	5516		3848	4052	4930	3831	
V	194	213	220		212	179	164	198		
Cr	967	1179	205	268	134	969	309	553		
Mn	1240	1117	1086			1243	851	1001		
Co	87.2	56.6	39.6	41.0		79.4	33.5	39.2	28.48	
Ni	349	102	33	76	23	429	44	40	310	
Cu	20.4	23.9	27.1	103.0	32.0	79.4	41.0	29.2	71.5	
Zn	81.8	51.1	75.8	84.0	84.0	73.0	54.5	63.9	58.3	
Ga	11.5	11.2	17.0			11.7	13.9	15.9		
Rb	23.1	16.4	34.5	62.0	29.0	4.9	36.2	33.9	43.1	
Sr	138	156	236	335	283	139	297	230	233	
Y	16.2	15.0	24.0	21.0	20.7	12.4	21.3	24.8	14.6	
Zr	77.2	58.5	124.3	124.0	119.0	39.7	91.1	107.8	86.1	
Nb	5.90	3.686	9.71	7.00	8.3	2.03	5.776	7.347	4.86	
Mo	0.72	1.406	0.89			0.56	0.85	1.26		
Cs	3.33	0.825	1.14	0.53		4.16	0.61	1.36	0.37	
Ba	174	152	288	376	460	85	349	285	261	
La	10.8	11.0	17.5	16.3	16.4	4.5	17.6	20.8	11.3	
Ce	23.2	22.4	37.6	37.3	35.4	9.0	35.0	42.3	25.9	
Pr	2.79	2.732	4.47		3.97	1.23	4.10	5.03		
Nd1	11.5	11.2	18.1	18.1	16.7	5.6	16.4	20.2	12.6	
Sm	2.57	2.423	3.93	3.96	3.75	1.56	3.33	4.16	2.75	
Eu	0.70	0.73	1.07	1.07	1.07	0.58	1.08	1.24	0.74	
Gd	2.60	2.470	3.79	3.74	3.89	1.93	3.32	4.15	2.60	
Tb	0.43	0.399	0.62	0.60	0.62	0.33	0.53	0.67	0.41	

Dy	2.61	2.48	3.93		3.85	2.13	3.23	4.07	
Ho	0.58	0.52	0.85	0.64	0.82	0.44	0.67	0.84	0.44
Er	1.52	1.41	2.27		2.26	1.23	1.84	2.35	
Tm	0.22	0.20	0.32	0.34	0.32	0.18	0.27	0.34	0.24
Yb	1.43	1.29	2.08	2.12	2.1	1.16	1.69	2.21	1.47
Lu	0.21	0.19	0.30	0.31	0.31	0.17	0.25	0.32	0.21
Hf	1.93	1.61	3.11	2.97	3.22	1.20	2.33	3.07	2.06
Ta	0.34	0.39	0.56	0.46	0.5	0.16	0.39	0.63	0.32
W	0.27	0.46	0.33			0.28	0.43	0.66	
Tl	0.12	0.08	0.18			0.03	0.19	0.20	
Pb	3.41	2.93	5.39	3.83		3.27	4.28	6.83	2.66
Bi	0.01	0.00	0.01			0.01	0.02	0.02	
Th	2.09	2.28	3.52	2.89	3.04	0.47	4.64	5.94	2.00
U	0.47	0.37	0.81	0.71	0.81	0.10	0.57	0.86	0.50

Примечания: свиты - nd - надеждинская и tk -туклонская; № в таблице 1-3 - породы Микчангдинского покрова разной магнезиальности; Nd =11 - средний состав надеждинской свиты по (Wooden et al., 1993); оливин 75,58 - среднее значение из измереннных 158 зерен в пикробазальтах Микчангдинского покрова.

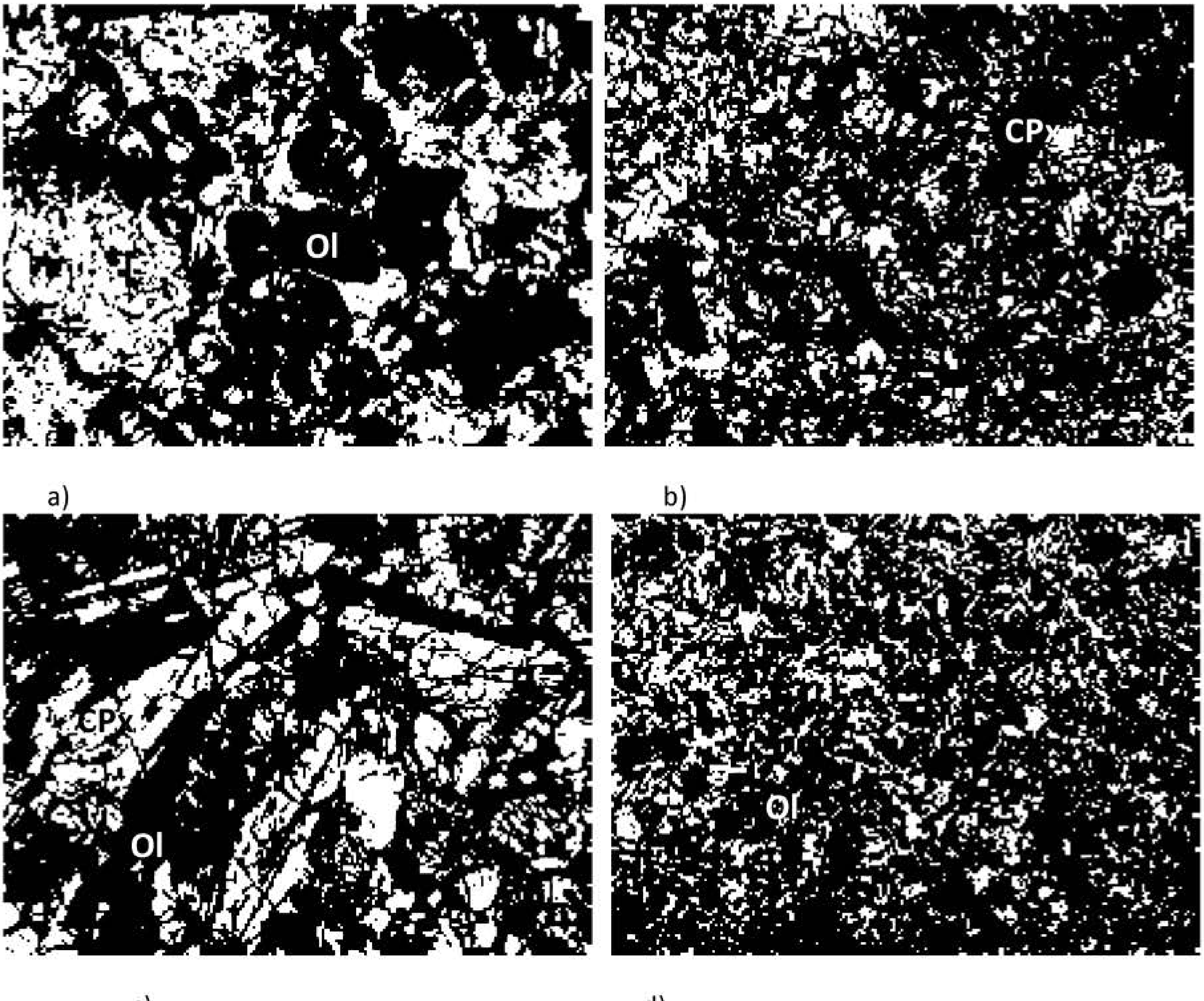


Рис. 2.26. Фотографии шлифов пород Микчагдинского покрова (николи скрещены, ширина рамки 3 мм, Ol-оливин, CPx- клинопироксен, мелкие светлые лейсты-плагиоклаз)

свитами туфолав Норильского района. Это касается даже высокомагнезиальных пород покрова (табл.2.7), которые генетически связаны с оливиновыми и толеитовыми базальтами. Все эти образования резко отичаются от туконских базальтов и образований вышезалегающих свит (мокулаевской и моронговской).

Рассмотрение спектров распределения редких элементов в целом (рис. 2.27) также свидетельствует об очевидном сходстве пород как самого покрова, так и вмещающих его образований: они образуют единое поле, ограниченное снизу и сверху спектрами составов образований, различной магнезиальности. Все рассматриваемые породы характеризуются высокими концентрациями несовместимых элементов, за счет чего их спайдер-диаграммы имеют более крутой наклон в левой части спектра. Хотя туклонские образования в целом подобны описанным, их спектр достаточно пологий (на рис. 2.24 показано распределение элементов, типичное для пикритового базальта – оз. Глубокое, г.Сундук). Это особенно наглядно проявлено в различиях La/Sm отношения, по которому отчетливо обособляются породы нижней части надеждинской свиты от остальных свит, в том числе и туклонской.

Генетическая однородность рассмотренных нами высоко- и низкомагнезиальных пород может быть проверена путем получения последних простой кумуляцией оливина в толеитовых магмах с помощью математического моделироввания, выполненнго методом наименьших квадратов. Пикритовые разности Микчангдинского покрова получаются прямым дополнением 30.5 % оливина ($Fo_{75.58}$ –среднее из 61 анализа) к надеждинским

Таблица 2. 8. Изотопный состав пород Микчангдинского, Сундукского покровов и пикритов гудчихинской свиты

N	N sample	Rb, ppm	Sr, ppm	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	±2□	$(^{87}Sr/^{86}Sr)_{251}$ Ma
1	530/11	8.88	293.9	0.0874	0.708610	0.000006	0.708298
2	530/13	10.58	124.8	0.2454	0.709294	0.000009	0.708417
3	530/12	22.58	119.2	0.5481	0.710144	0.000013	0.708188
4	530/5a	26.29	244.6	0.3110	0.709028	0.000010	0.707918
5	хс51-130	4.22	120.7	0.1012	0.706509	0.000009	0.706147
6	су-50	2.97	151.5	0.0566	0.703905	0.000004	0.703703
7	4283	4.37	193.5	0.0654	0.705565	0.000011	0.705331
8	4270/13	5.78	229.7	0.0728	0.703528	0.000013	0.703268
9	CY-31	4.02	247.7	0.0470	0.706020	0.000008	0.705852
10	CY-36	3.06	119.5	0.0741	0.705908	0.000007	0.705644

Продолжение таблицы 2.8.

N	N sample	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	±2□	$\varepsilon_{Nd\,(T=251Ma)}$
1	530/11	1.45	5.01	0.1751	0.512181	0.000005	-8.2
2	530/13	1.83	7.75	0.1426	0.512112	0.000007	-8.5
3	530/12	2.22	10.13	0.1324	0.512089	0.000008	-8.6
4	530/5a	3.06	13.90	0.1331	0.512125	0.000002	-8.0
5	xc51-130	1.82	6.57	0.1672	0.512800	0.000006	4.1
6	cy-50	3.52	12.56	0.1697	0.512865	0.000009	5.3
7	4283	2.80	10.25	0.1650	0.512783	0.000005	3.9
8	4270/13	4.53	16.21	0.1691	0.512889	0.000006	5.8
9	CY-31	0.79	2.74	0.1731	0.512540	0.000013	-1.2
10	CY-36	0.83	2.77	0.1803	0.512540	0.000009	-1.4

Примечания: анализы выполнены в лаборатории изотопной геохимии ГЕОХИ РАН, аналитик А.А. Плечова. Относительные ошибки для $^{87}Rb/^{86}Sr$ и $^{147}Sm/^{144}Nd$ отношений составляют 1% and 0.1% соответственно.

базальтам (взятым в качестве эталонного обр. SG32-2212.5 из работы (Wooden et al., 1993). Состав модельного расплава приведен в табл.2.7 и показан на рис. 2.27. Изотопный состав изученных пород ($^{87}Sr/^{86}Sr = 0.7084$ $\varepsilon Nd = -8.1$) также подтверждает это заключение (табл.2.8, 2.9).

Таким образом, изученные пикриты Микчангдинского покрова могут считаться впервые установленными продуктами наиболее примитивных расплавов в пределах надеждинской свиты. Эта магма существенно отличается от туклонской по всему спектру элементов. Особо следует отметить, что она была обеднена сульфидами: специальное изучение включений в оливинах не выявило в них сульфидный глобулей. Поэтому представляется маловероятным обеднение цветными металлами надеждинской свиты за счет фракционирования из нее сульфидов, а полученные данные об исходной обедненности примитивных магм цветными металлами скорее свидетельствуют о первичной деплетированности сульфидами. В любом случае сульфидный расплав отсутствовал на стадии кристаллизации оливина, поэтому весьма проблематично образование норильских месторождений за счет металов, извлеченных из надеджинского расплава (Naldrett, 1992, 1995).

Таблица 2.9. Изотопный состав вулканических пород Норильского района

№ пп	N образца	Порода	Свита	$^{87}Sr/^{86}Sr$		$^{143}Nd/^{144}Nd$		εNd	εNd нас.
				измерен.	кор.	измерен.	кор.	кор.	время
1	492	базальт	nd_1	0.711145	0.7098893	0.51252	0.512306	-0.2	-2.3
2	530/12	пикробазальт	nd_1	0.709939	0.70820487	0.51212	0.511898	-8.1	-10.1
3	530/15	базальт	nd_1	0.708703	0.70822904	0.51212	0.511881	-8.5	-10.0
4	CY-32	базальт	tk	0.705716	0.70557967	0.51253	0.512248	-1.3	-2.0
5	CY-33	базальт	tk	0.705925	0.70556413	0.51262	0.512346	0.6	-0.3
6	CY-38	базальт	tk	0.705846	0.705834	0.51263	0.512338	0.4	-0.1
7	*CY-50*	пикрит	gd_2	0.703539	0.70324464	0.51292	0.512651	6.6	5.4
8	xc 51.131.2	пикрит	gd_2	0.706141	0.70583795	0.51287	0.512594	5.5	4.5
9	xc 51/129	пикрит	gd_2	0.706361	0.70603889	0.51283	0.512556	4.7	3.7
10	XC51/99.7	пикрит	gd_2	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о
11	xc 51.108.3	пикрит	gd_2	0.705326	0.70484651	0.51279	0.512524	4.1	3.0
12	XC59/1144	пикробазальт	gd_1	0.705808	0.7052682	0.51263	0.512368	1.0	-0.2
13	4032	базальт	mr	0.705303	0.7050463	0.51276	0.512485	3.3	2.3
14	4002/14	базальт	mk	0.70549	0.70525106	0.51268	0.512405	1.8	0.9
15	4002/19	базальт	khr	0.705519	0.70491064	0.5128	0.512507	3.7	3.1

Окончание таблицы 2.9.

№ пп	N образца	^{206}Pb/^{204}Pb измерен.	^{207}Pb/^{204}Pb измерен.	^{208}Pb/^{204}Pb измерен.	^{208}Pb/^{206}Pb измерен.	^{206}Pb/^{204}Pb измерен.	^{207}Pb/^{204}Pb кор.	^{208}Pb/^{204}Pb кор.	^{208}Pb/^{206}Pb кор.	^{207}Pb/^{206}Pb кор.	^{208}Pb/^{206}Pb кор.
1	492	18.126	15.534	38.190	0.988	17.757	15.515	37.806	0.986	0.874	2.129
2	530/12	18.154	15.530	38.367	1.005	17.812	15.513	37.872	0.987	0.871	2.126
3	530/15	17.895	15.512	38.107	1.005	17.593	15.496	37.629	0.984	0.881	2.139
4	CY-32	17.452	15.430	37.487	0.983	17.204	15.418	37.205	0.979	0.896	2.163
5	CY-33	17.431	15.427	37.402	0.976	17.356	15.423	37.287	0.970	0.889	2.148
6	CY-38	17.399	15.426	37.388	0.978	17.234	15.417	37.190	0.973	0.895	2.158
7	*CY-50*	18.755	15.522	38.485	0.953	18.343	15.501	37.627	0.902	0.845	2.051
8	xc 51.131.2	18.841	15.639	38.182	0.913	18.523	15.622	37.937	0.918	0.843	2.048
9	xc 51/129	18.795	15.637	38.194	0.919	18.548	15.624	37.986	0.921	0.842	2.048
10	XC51/99.7	18.354	15.556	38.286	0.974	17.977	15.537	37.791	0.959	0.864	2.102
11	xc 51.108.3	18.477	15.561	38.404	0.974	18.215	15.547	38.106	0.969	0.854	2.092
12	XC59/1144	17.803	15.472	38.282	1.036	17.422	15.453	37.650	1.007	0.887	2.161
13	4032	18.795	15.553	38.303	0.930	18.140	15.519	37.749	0.937	0.856	2.081
14	4002/14	18.336	15.521	38.130	0.958	17.891	15.498	37.708	0.959	0.866	2.108
15	4002/19	18.375	15.527	38.157	0.957	17.986	15.507	37.774	0.956	0.862	2.100

Примечание. Анализы выполнены в Институте Химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия), по методике Fekiacova et al., 2007), аналитик – З. Фекиасова № 2- 3 – Микчангдинский, 4-6 – Сундукский покровы.

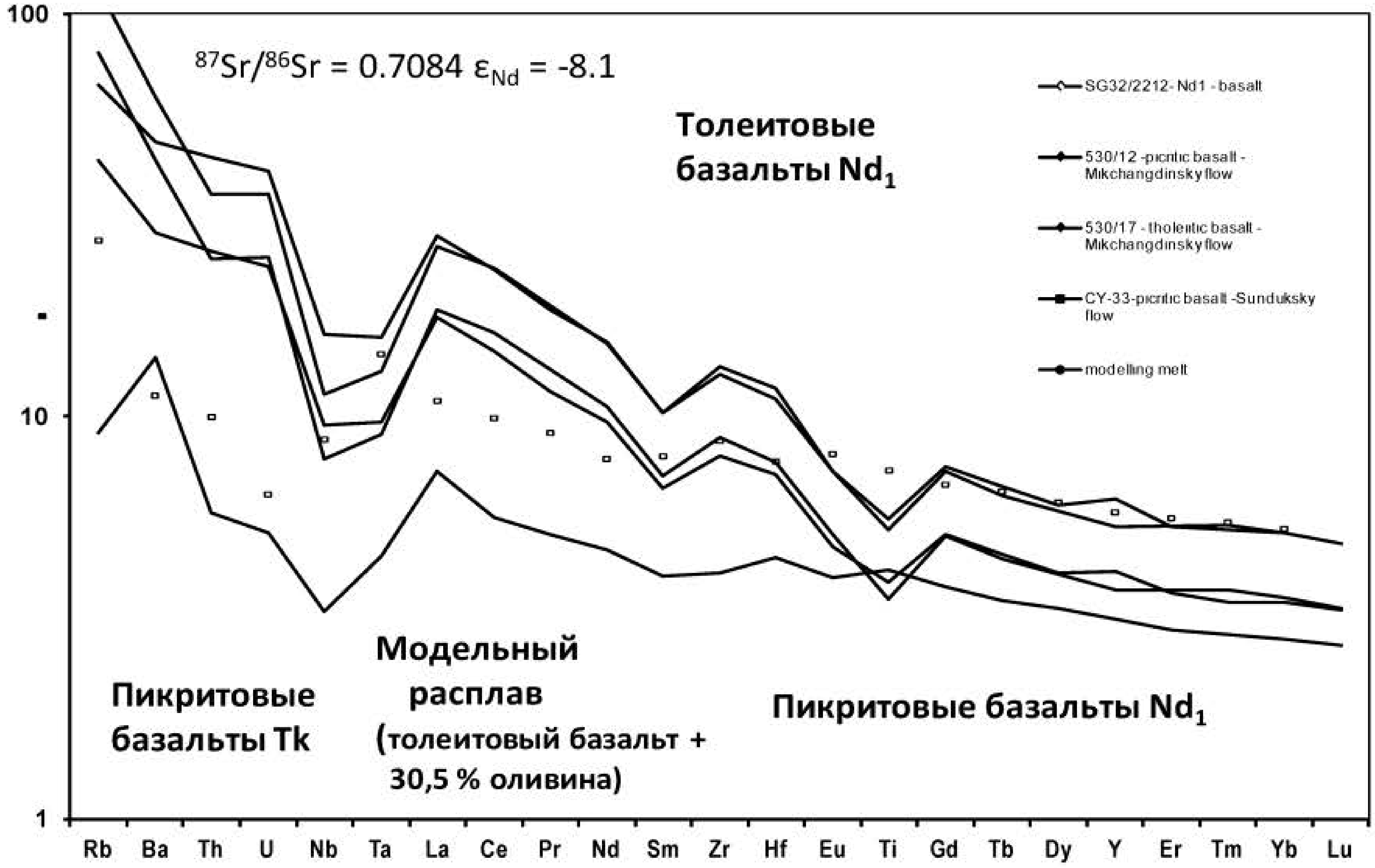


Рис.2.27. Спектры распределения редких элементов в породах Микчангдинского (синие линии) и Сундукского (зеленая линия) и модельного расплава (красная линия)

Таким образом, обнаружение высокомагнезиальных пород среди отложений нижней части надеждинской свиты имеет принципиальное значение как для понимания формирования всей трапповой системы в целом, так и места рудообразования в процессе ее развития.

2.2.4. Моронговская - самоедская свиты

При изучении геохимических особенностей эффузивов Хараелахской мульды по скв. СГ-32 были выделены «транзитные» серии (Wooden et al., 1993; Fedorenko et al., 1996), включающие верхнюю часть надеждинской и нижнюю часть моронговской серий, характеризующиеся промежуточными геохимическими параметрами между типичными представителями этих свит (повышенными содержаниями крупноинных литофильных элементов, изотопным составом по сравнению с mr базальтами). Мы нанесли на спайдер-диаграмму данные, относящиеся к транзитным породам, из таблицы 1 указанной работы. К сожалению, не все элементы были проанализированы в образцах опорного разреза этими исследователями, тем не менее указанная закономерность видна. Хотя серия представленных образцов образут достаточно непрерывный ряд составов. На основании этого факта ко второй, главной фазе траппового магматизма отнесены породы, начиная с верхней части моронговской по самоедскую свиты.

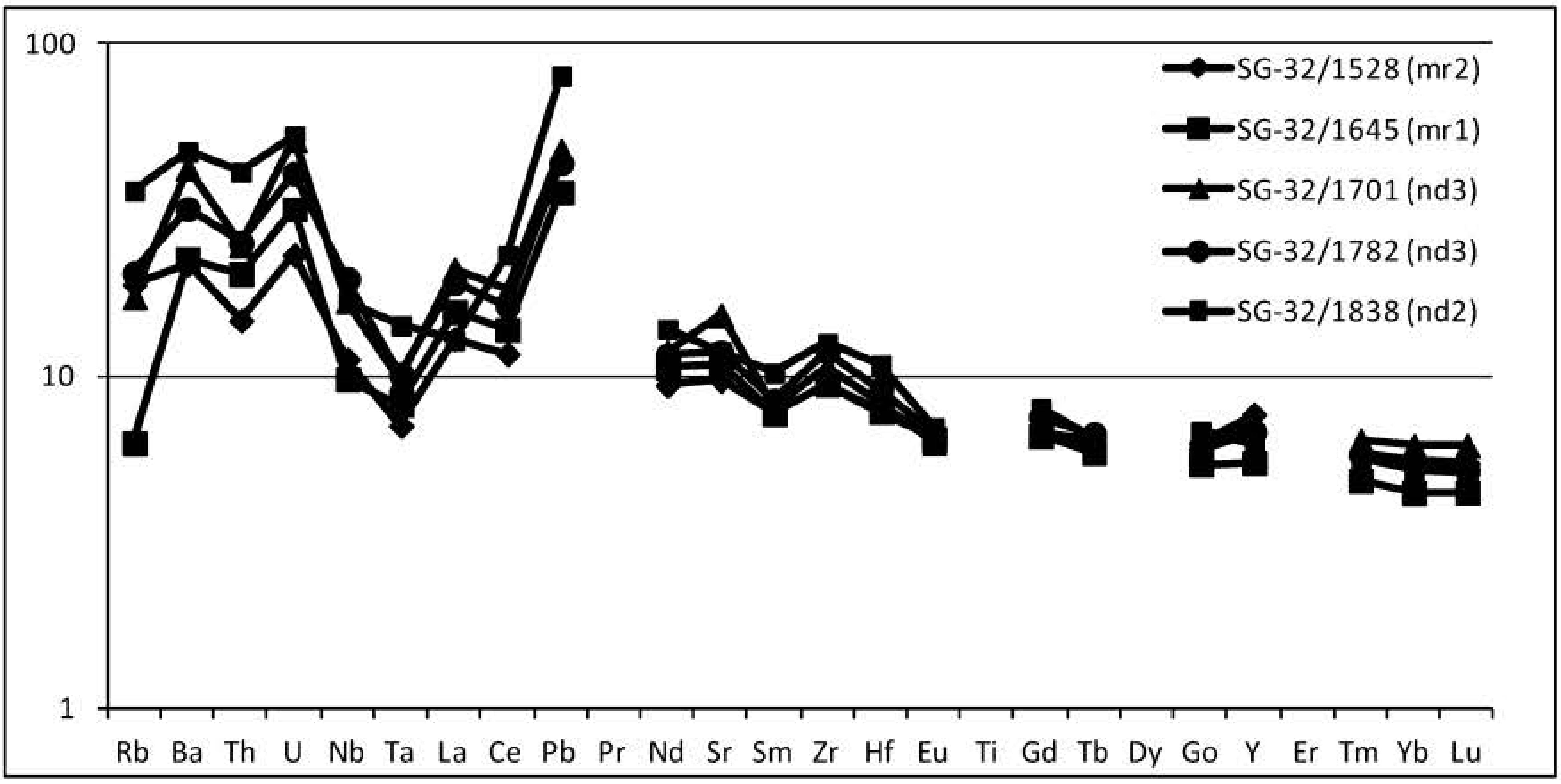


Рис. 2.28. Спектры распределения редких элементов в породах надеждинской и моронговской свит по (Wooden et al., 1993)

Номер образца соответсвтует номеру скважины и ее глубине, в скобках указана свита и подсвита)

В изученных нами разрезах также в редких случаях наблюдается подобная картина (например, в Норильской мульде, см. выше), однако в восточной части территории она существенно меняется: породы отчетливо разделяются на конкретные свиты – моронговскую и надеждинскую, граница между которыми проводится отчетливо без каких-либо вариантов.

В качестве опорного разреза нами был выбран разрез в правом борту р. Ю. Икэн (разрез 2026 на рис. 2.9) , где представлен непрерывный разрез всей надеждинской (включая толеитовые базальты нижней подсвиты, порфировые базальты средней подсвиты и 3 потока гломеропорфировых базальтов, отнесенных традиционно к верхней подсвите) и 200 м моронговской свиты. Также были проанализированы базальты по разрезам 126 – 4031, где также присутствуют гломеропорфировые базальты верхней подсвиты надеждинской свиты (которые, кстати, не всегда устанавливаются среди надеждинских вулканитов).

Примеры редкоэлементных составов надеждинских пород, ее различных подсвит, приведены на рис. 2.29, где отчетливо видно, что базальты ее наиболее контрастных подсвит (нижней и верхней) идентичны по спектрам распределения редких элементов.

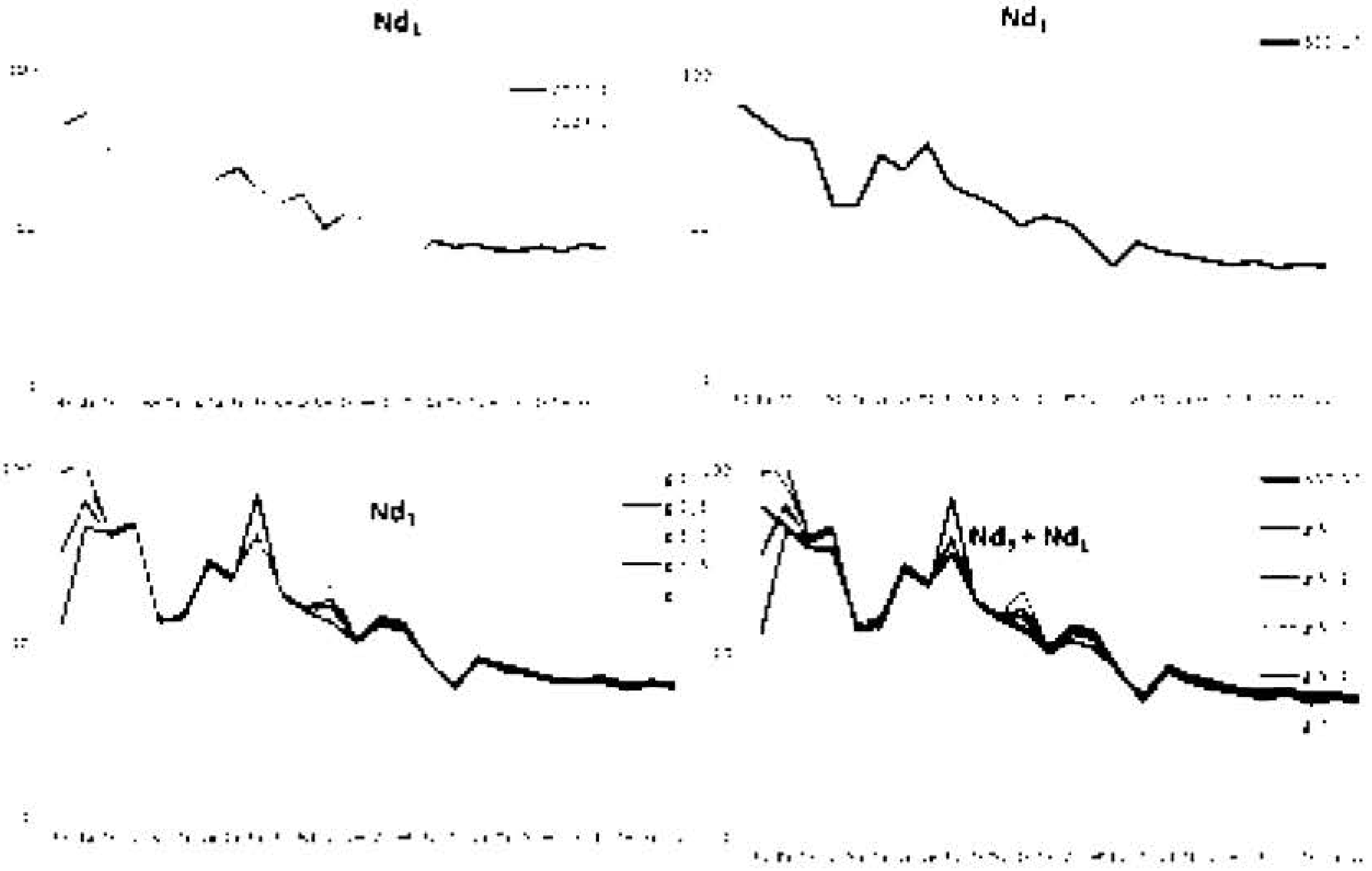
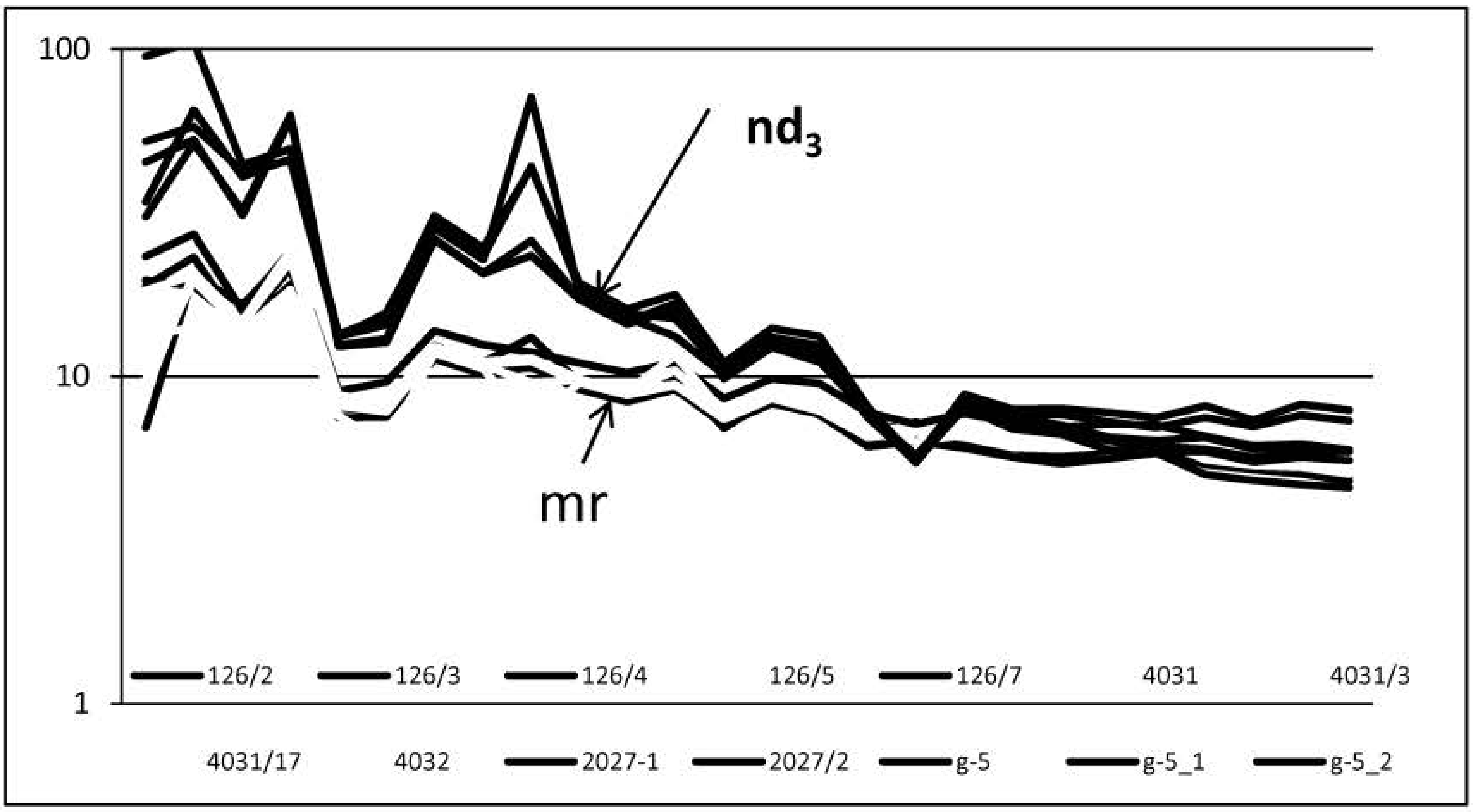


Рис. 2.29. Спектры распределения редких элементов в породах верхнй и нижней подсвит надеждинской свиты

При сопоставлении данных, полученных для пород надеждинской и моронговской свит (рис. 2.30), видно, что они существенно отличаются друг от друга, без проявления «смешанных» составов.

Проведенные нами исследования ряда опорных разрезов разных тектонических структур района (Вологочанской мульды, северного периклинального замыкания Хантайско-Рыбнинского вала, западной части Тунгусской синеклизы) показали, что в действительности наличие пород промежуточного состава пород между вулканитами надеждинской и моронговской свитами является скорее редкостью, чем правилом. Такие породы характерны более для западной части территории. Более часто представители указанных свит обладают свойствами, типичными для этих стратиграфические подразделений . Кроме того, иногда породы с «аномальными» свойствами (обогащенными спектрами) появляются и в центральных частях других свит (например, самоедской), которые никак нельзя отнести к «транзитным» (рис.2.30).



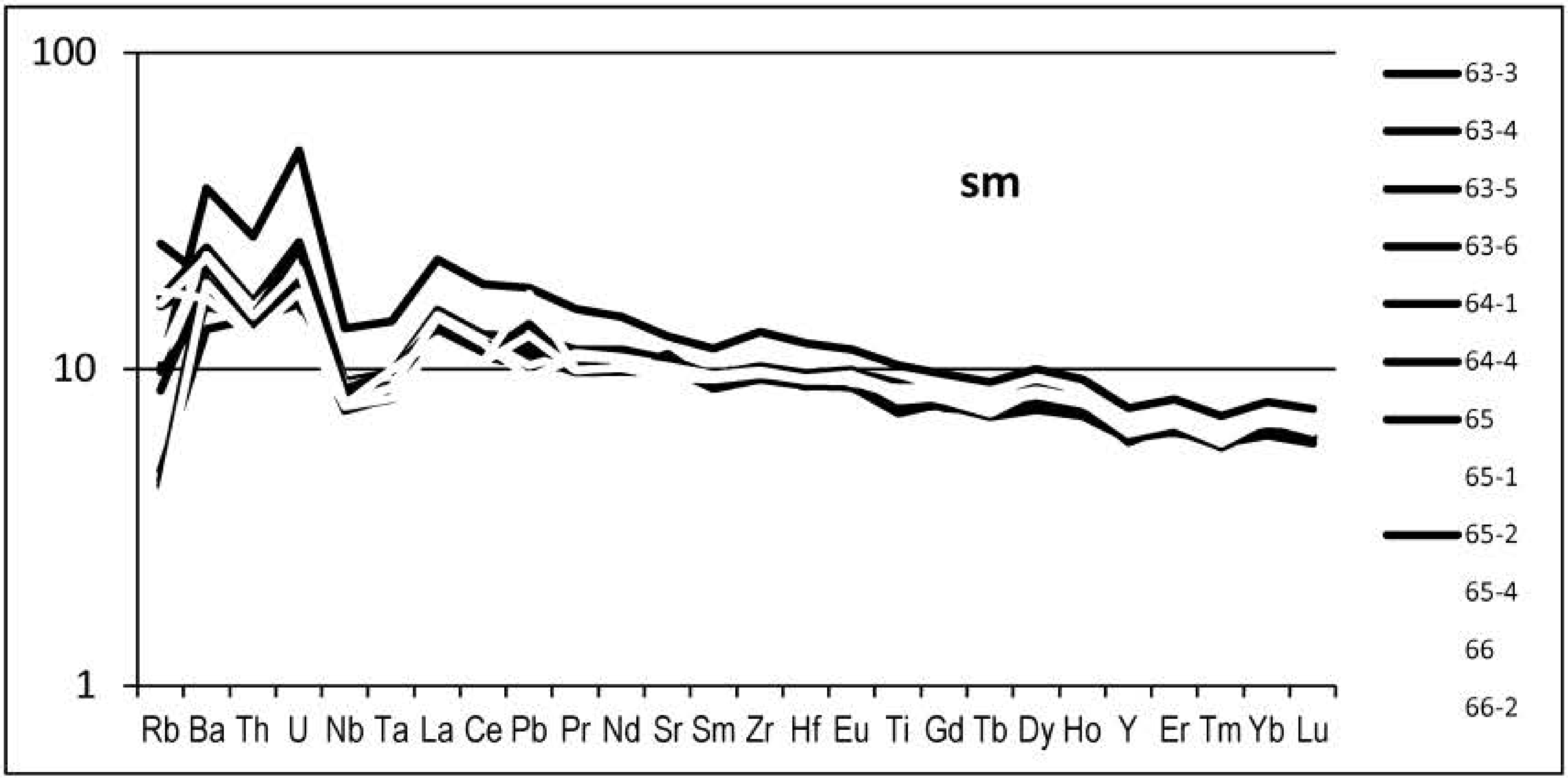


Рис. 2.30. Спайдерграммы базальтов верхней части надеждинской и нижней части моронговской свит (Ю. Икэн) и базальтов самоедской свиты (образцы предоставлены В.А. Радько).

Таким образом, выделение «транзитных свит», предположительно сформировавшихся в «промежуточных» условиях между базальтами OIB и внутриплитными образованиями (Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993), представляется необоснованным, К основному трапповому этапу должны быть отнесены базальтоиды, начиная с туклонской свиты.

2.3.Образование туфо-лавовой толщи

При сопоставлении изученных разрезов – Хараелахской, Вологочанской, Норильской мульд, восточного борта Хантайско-Рыбнинского вала (западная часть Тунгусской синеклизы), нижнего течения реки Микчангда - можно сделать несколько основных выводов. Мощности практически всех свит снижаются на 20-25% от центральных частей мульд по направлению к западной части Хантайско-Рыбнинского вала. Однако в восточной его части они снова увеличиваются (незначительно для ивакинской и сыверминской свит – от 130 до 140 м и существенно – для хаканчанской, и, особенно, туклонской – от 50 до 120 м). Совершенно иная картина наблюдается для пород гудчихинской свиты, поведение которой резко отличается от поведения других свит: мощность слагающих ее пород резко снижается от 450 м на западе Хараелахской мульды до 15 м в районе оз. Глубокое (г. Сундук), причем из разреза полностью выпадают породы нижней подсвиты, а из 8 потоков верхней свиты остается только один. На северном берегу оз. Глубокого породы свиты полностью выклиниваются (разрез «Красная Шапка», КШ – рис. 2.11. В периклинальной части Хантайско-Рыбнинского вала наблюдается такая же картина – разрез свиты представлен двумя потоками пикритовых базальтов (суммарной мощностью 25 м). Строение верхних свит меняется незначительно, только в верхней подсвите моронговской свиты пирокластические породы сменяются лавами.

Таким образом, строение разрезов вулканогенных пород в пределах разных пликативных структур района существенно меняется: варьируют как мощности отдельных свит, так и соотношение в них лав и туфов. Каждая структура характеризуется индивидуальными, присущими только ей, особенностями геологического строения, что свидетельствует об определенной специфике ее формирования на фоне общего развития магматизма. В свете вышесказанного, заключение о том, что все пликативные структуры в Норильском районе были сформированы после излияния лав (Геология и рудные …, 1994) и не играли существенной роли в формировании вулканогенной толщи, представляются не совсем обоснованными. Значительная разница в строении западного и восточного борта Хантайско-Рыбнинского вала указывает на его существование в качестве долгоживущей структуры, заложенной еще до излияния первых порций магматических расплавов на поверхность в этом районе. Вполне вероятно, что и становление интрузивных комплексов в разных структурных элементах также имело свою специфику, что могло сказаться на формировании Pt-Cu-Ni оруденения. Анализ этого положения требует проведения дальнейших детальных исследований по сопоставлению геологического строения и развития различных тектонических элементов района.

В целом ареалы распространения и максимальные мощности отдельных свит существенно различаются в Норильском районе. Мощности ивакинской и сыверминской свит являются достаточно выдержанными. Первая из названных свит имеет меньший ареал распространения и , по данным В.Н. Михайлова (Михайлов и др., 2000 ф), отсутствует в центральной части Вологочанской мульды – в этом месте существовало поднятие палеозойских пород при излиянии ивакинских лав. Выше были приведены карты изопахит для наиболее контрастно варьирующих по мощности свит – гудчихинской, туклончкой и надеждинской. На них было продемонстрировано разнонаправленное возрастание мощностей соответствующих свит на запад и на восток. Последнее, но менее ярко, проявлено и для моронговской и мокулаевской свит. Вышележащие вулканиты, к сожалению, сохранились очень локально – в пределах центральной части Кумгинской мульды, поэтому о закономерностях их распространения в триасе судить трудно.

Характеризуемая нами территория (рис.2.31) хорошо изучена геофизическими методами (Долгаль, 1998, неопубликованные данные). Практически любым из них отчетливо выделяется Норильско-Игарская палеорифтовая структура, однако наиболее наглядно это проявлено при рассмотрении гравиметрических данных (рис. 2.32).

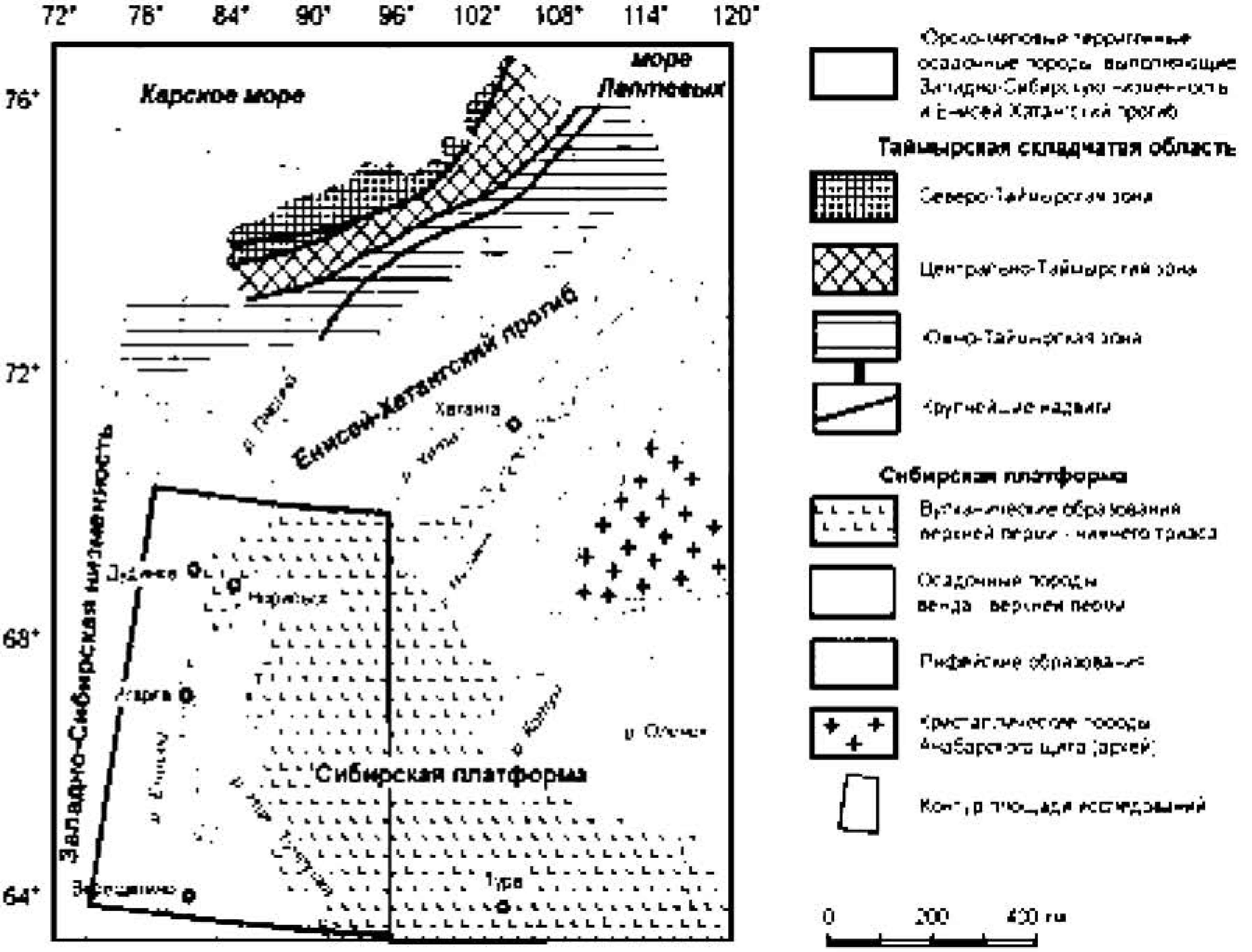

72°
78°
84°
90°
96°
102°
108°
114°
120°
76°
72°
68°
64°
Карское море
море Лаптевых
Енисей-Хатангский прогиб
Хатанга
р. Хета
р. Пясина
Дудинка
Норильск
Игарка
р. Енисей
Западно-Сибирская низменность
Сибирская платформа
р. Котуй
р. Оленек
Тура
Юрско-меловые терригенные осадочные породы, выполняющие Западно-Сибирскую низменность и Енисей-Хатангский прогиб
Таймырская складчатая область
Северо-Таймырская зона
Центрально-Таймырская зона
Южно-Таймырская зона
Крупнейшие надвиги
Сибирская платформа
Вулканические образования верхней перми - нижнего триаса
Осадочные породы венда - верхней перми
Рифейские образования
Кристаллические породы Анабарского щита (архей)
Контур площади исследований
0
200
400 км

Рис. 2.31. Положение площади детальных геофизических исследований на севере Сибирской платформы

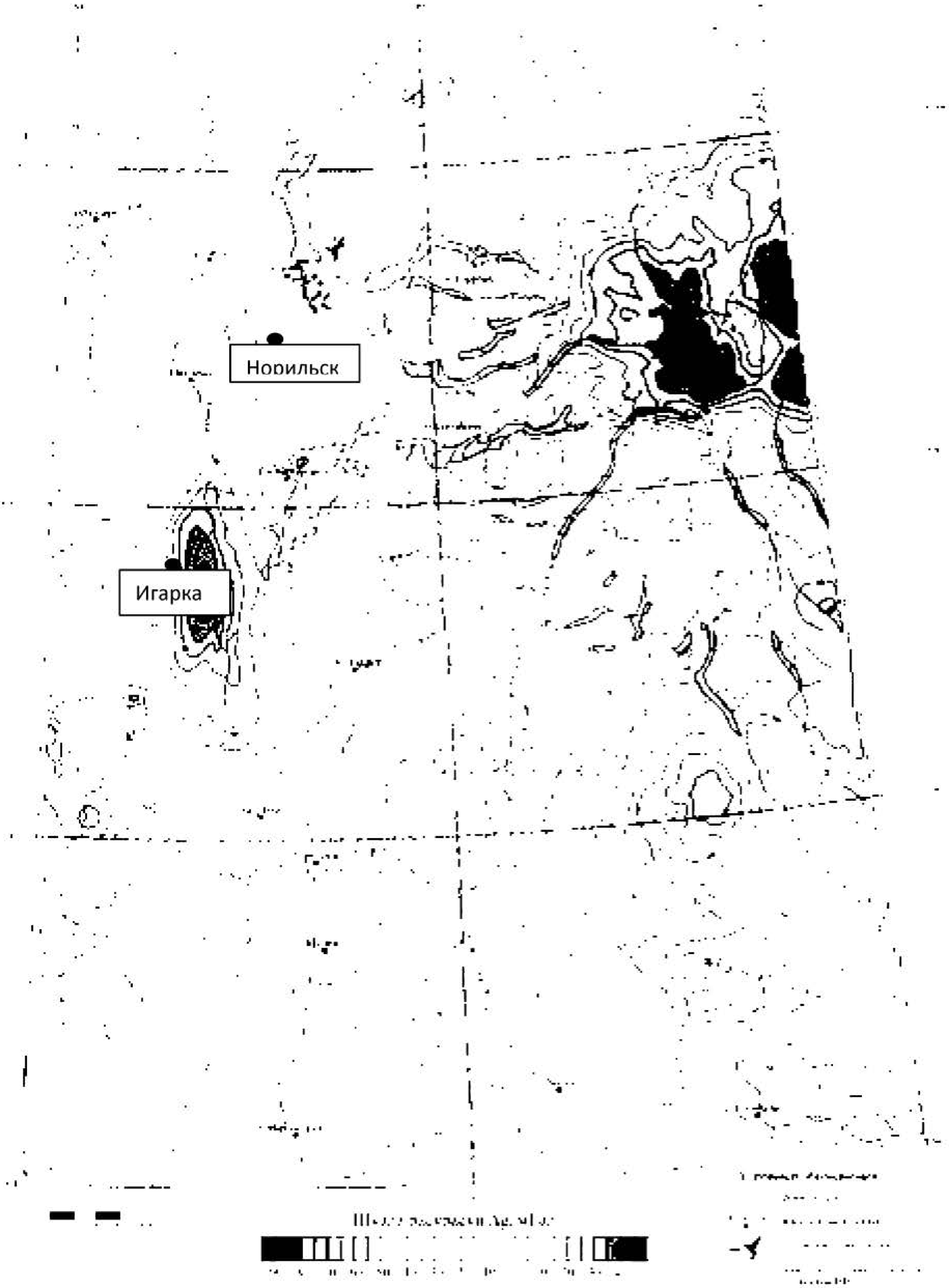


Рис. 2- 28. Карта изоаномал гравитационного поля в редукции Буге (ρ = 2.67 г/см3) на высоте 1.6 км для изученной территории (Долгаль, 2010ф).

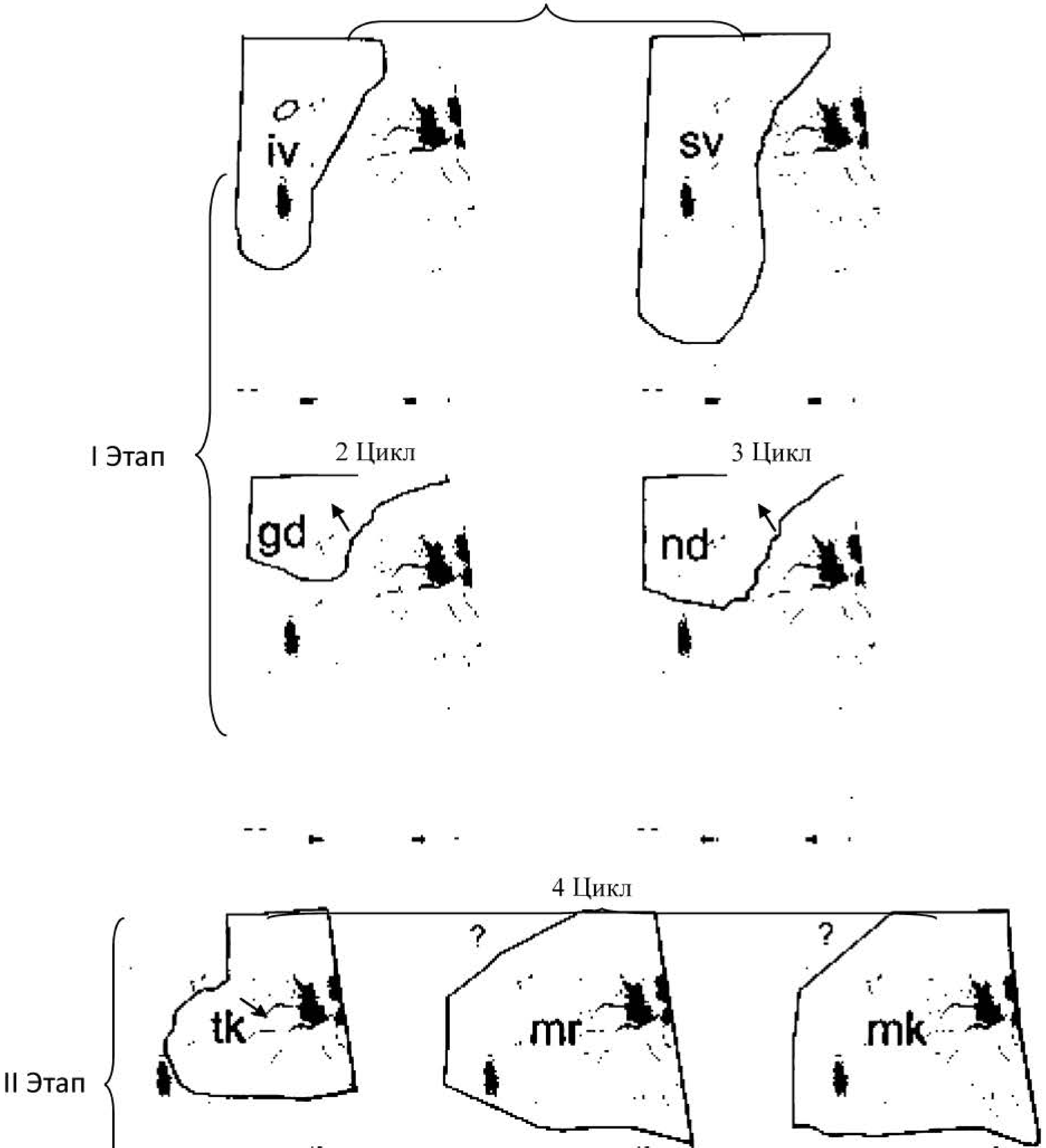


Рис. 2.33. Схема распространения основных свит вулканитов в Норильском районе и прилегающих к нему территориях

(по данным автора, с учетом данных В.С. Старосельцева (1989)); стрелками показано направление увеличения мощностей вулканитов соответствующих свит)

Мы нанесли ареалы распространения отдельных свит на гравиметрическую карту (рис.2.33), на которой отчетливо видно, что нижние свиты (iv, sv, gd и nd) распространены только в пределах рифтогенной структуры и выклиниваются в направлении к Тунгусской синеклизе – типичной платформенной области. Напротив, верхние свиты, главным образом,охватывают восточную часть. В пределах Енисей-Хатангского прогиба вполне логично предположить существование ранних свит, которые изливались именно на этапе развития рифта (триасовые вулканиты фиксируются там различными геофизическими методами – см. рис. 1.3). Нахождение верхних свит вулканитов на этой территории возможно, но не вполне вероятно, поскольку их внедрение происходило скорее всего с востока территории и могло не достигать Енисей-Хатангского прогиба (это показано на рис. знаком вопроса)

Периодичность в истории развития магматизма подчеркивалась всеми исследователями региона. Так, М.Н. Годлевский (1959) выделял 4 этапа, во время которых формировались либо только лавы, либо лавы и интрузивы; массивы норильского комплекса согласно этой схеме завершали 2-ой этап. P. C. Lightfoot с соавторами (1993) полагали, что формирование базальтов Норильского района происходило в два главных этапа, во время которых изливались базальты, соответствующие таковым океанических островов, а затем – внутриплитные, между которыми формировались существенно отличающиеся от них вулканиты в промежуточную стадию. А.И Альмухамедов и др. (1999) выделили образования рифтогенного и платформенного этапов на основании сравнения строения и составов вулканических образований Западной и Восточной Сибири. Представляемая в работе схема наиболее близка к данным этих исследователей, но принципиальные ее отличия заключаются в том, что главные этапы не сменялись четко один другим во времени, а в определенный период времени сосуществовали вместе на соседних территориях. В выделении конкретных циклов различия еще более существенны (рис. 2.34).

На основании полученных данных история вулканизма в районе представляется следующим образом. Первый этап развития магматизма связан с континентальным рифтогенезом, во время которого изливались расплавы глубинного происхождения (обладающие высоким Gd/Yb отношением, свидетельствующим о наличии граната в источнике.) Активная магматическая деятельность (ивакинская и сыверминская свиты) постепенно затухала и локализовывалась в прилегающих к Хантага-Пясинскому прогибу областях, это наиболее отчетливо видно на примере гудчихинской свиты. В пределах рифтовых структур позже проявился этап формирования туфов и базальтов надеждинской свиты, существенно отличающихся от нижележищих низким Gd/Yb отношением и обогащенными спектрами распределениея редких элементов. Аналогичное развитие прошли подобные структуры Западно-Сибирской платформы (рис. 2.35, Масайтис, 1983; Reichow et al., 2005), где установлены субщелочные породы и базальты, близкие по составу к надеждинской свите и даже кислые вулканиты (Альмухамедов и др., 1999, 2000, 2004).

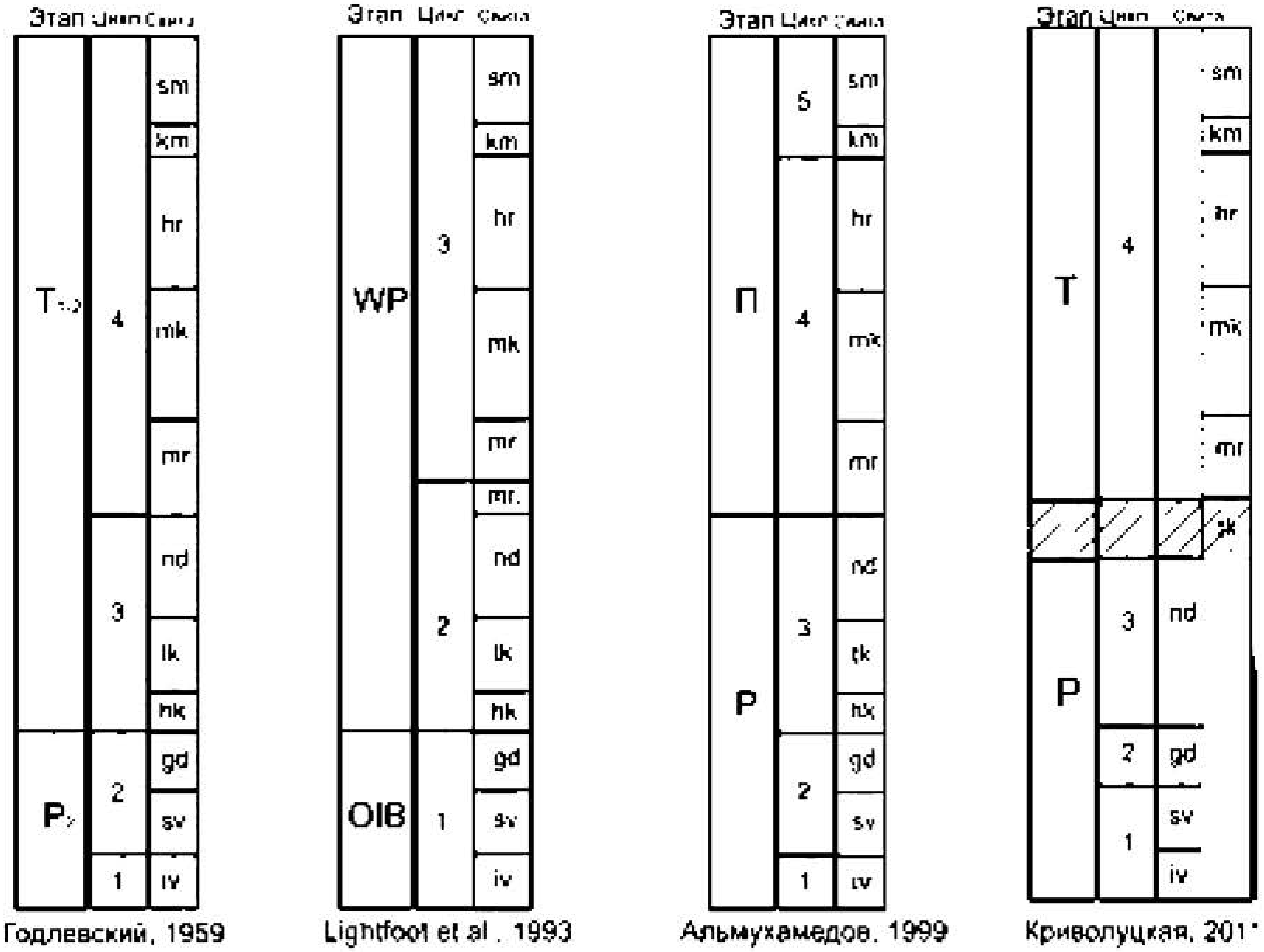


Рис.2.34. Схема сопоставления цикличности развития вулканизма Норильского района по данным разных авторов

Обстановки: OIB -океанических островов, WP-внутриплитная; этапы: Р –рифтовый, П-платформенный, Т –трапповый.

В конце развития на западе рифтогенного магматизма на востоке территории возник новый центр магматизма, источник которого существенно отличался от сформировавшегося в это время на западе. В нем началось внедрение толеитовых и пойкилоофитовых, иногда пикритовых базальтов туклонской свиты, продукты извержения которой по всем параметрам очень близки к основному трапповому этапу магматизма (моронговская–самоедская свиты). Вероятно, центр извержения второго этапа располагался в районе плато Путорана, или в центральной части Тунгусской синеклизы, судя по увеличению мощности в этом направлении tk базальтов. Однако верхняя часть эффузивов этого этапа здесь существенно сэродирована. Магматическая деятельность по глубинным разломам продолжалась и после основного этапа, о чем свидетельствуют щелочные породы Маймеча-Котуйской провинции (Fedorenko, Czamanske , 1997).

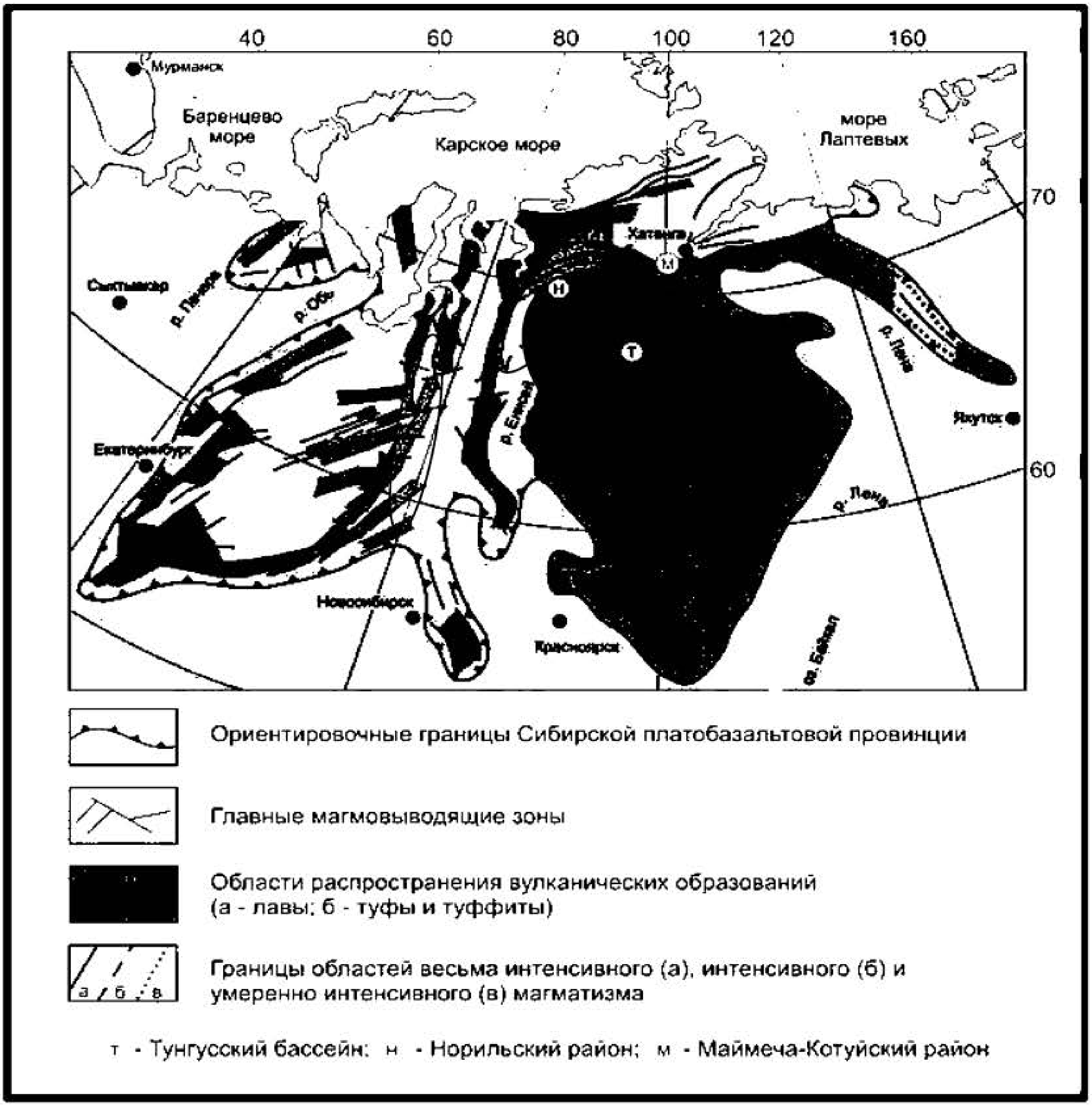

40
60
80
100
120
160
Мурманск
Баренцево море
Карское море
море Лаптевых
70
Хатанга
М
Н
Т
Сыктывкар
р. Печора
р. Обь
р. Енисей
р. Лена
Якутск
60
р. Лена
Екатеринбург
Новосибирск
Красноярск
оз. Байкал
Ориентировочные границы Сибирской платобазальтовой провинции
Главные магмовыводящие зоны
Области распространения вулканических образований
(а - лавы; б - туфы и туффиты)
Границы областей весьма интенсивного (а), интенсивного (б) и умеренно интенсивного (в) магматизма
а б в
т - Тунгусский бассейн; н - Норильский район; м - Маймеча-Котуйский район

Рис. 2.35. Области развития базальтов трапповой формации в Сибири. Розовым показаны породы первого (рифтогенного этапа), красным – основного трапповго этапа.

Выводы. В заключение следует отметить, что исходя из полученных закономерностей распространения вулканогенных пород в разных тектонических структурах района и особенностей их петро-и геохимического состава (главные, редкие и радиогенные элементы), показано, что породы туфо-лавовой толщи Норильского района были сформированы в течение двух стадий – рифтогенной (iv-sv -gd- nd) и собственно трапповой (tk - mr-sm), которые не просто сменяли друг друга во времени, а существовали одновременно в ранненадеждинский период. Развитие вулканизма осуществлялось в течение четырех циклов (iv-sv, gd, nd-tk, mr -sm).

ГЛАВА 3. Интрузивные образования

3.1. Проблемы выделения интрузивных комплексов в Норильском районе, особенности их строения и состава

Интрузивные породы в Норильском районе слагают преимущественно пологозалегающие тела (силлы и хонолиты), субсогласные с залеганием терригенно-осадочных и вулканических пород; реже они образуют секущие по отношению к залегающим горизонтально вмещающим породам массивы неправильной формы и дайки. Их параллелизация с лавами обычно затруднена из-за редко наблюдаемых непосредственных контактов, поскольку в большинстве случаев интрузивы залегают стратиграфически ниже туфо-лавовой толщи, что во многом обусловлено литологическими особенностями пород (наиболее благоприятными из которых для локализации оказываются девонские отложения).

Существуют многочисленные классификации интрузивных образований Норильского района (Геология и рудные месторождения…, 1994; Naldrett, 1995; Fedorenko et al., 1996; Wooden et al., 1993). Однако согласно проведенным геолого-съемочным работам в Норильском районе была составлена и утверждена опорная легенда к геологическим картам 1: 200000 и 1: 50000 масштабов, согласно которой все интрузивные породы в Норильском районе разбиты на 4 главные комплекса (табл.3.1, Геологическая карта…, 1994). В своих исследованиях мы опирались именно на эту классификацию. Среди интрузивов района надежно диагностируются массивы субщелочного состава, относимые к ергалахскому комплексу, сопоставляемые с породами ивакинской свиты. Из ультрабазит-базитовых образований нормальной щелочности достаточно отчетливо выделяются породы далдыканского комплекса, прорывающие базальты верхних свит и близкие к ним по составу за счет повышенных содержаний титана. По-видимому, они завершают мокулаевско-самоедский этап магматизма.

Отнесение остальных многочисленных базитовых пород к тем или иным комплексам или типам затруднено вследствие близости их состава и отсутствия взаимоотношений с лавами. Узкий временной интервал их образования (Horan et al., 1995; Kamo et al., 2003; Reichow et al., 2009; Svensen et al., 2009; Walderhaug, 2005) не позволяет успешно применять методы изотопной геохимии для их расчленения. Разбиение на отдельные комплексы и подкомплексы (типы) многочисленных массивов Норильского района осуществляется на основании анализа текстурно-структурных и химических особенностей слагающих их пород и их распределения в вертикальном разрезе. Существующая классификация учитывает, в первую очередь, степень дифференцированности интрузивных тел. Так, согласно этому принципу, к норильскому комплексу отнесены многочисленные (десятки – первые сотни тел) дифференцированные и минерализованные в разной степени массивы повышенной магнезиальности (8-16 мас. % MgO), подразделенные на типы в зависимости от их внутреннего строения (нижние-верхние разновидности пород): норильский (пикриты-габбро-диориты), нижнеталнахский (пикриты-оливиновые габбро), зубовский (троктолиты-габбро) и круглогорский (оливиновые габбро-лейкогаббро). Слабо дифференцированные или недифференцированные интрузивы отнесены к огонерскому комплексу. Однако такое разделение массивов отражает скорее условия кристаллизации сформировавших их магм, чем свидетельствует об их происхождении.

Одной из важнейших характеристик интрузивных пород является распределение в них редких элементов, особенно группы редких земель, которые отражают состав родоначальных магм и состав их источника. Широкое развитие новых аналитических методов исследования вещества привело к накоплению геохимических данных для магматических пород Норильского района. Однако основной их объем относится к вулканическим образованиям, в то время как интрузивные комплексы остаются охарактеризованы в значительно меньшей мере, что ограничивает возможность проведения широкого сравнительного анализа базит-ультрабазитовых пород Сибирской платформы вообще, и Норильского района в частности.

В данной работе приводятся многочисленные минералого-геохимические данные, полученные для многочисленных интрузивных тел Норильского района (более 30 массивов) и, в небольшом объеме, для Южного Таймыр а Они позволяют с новой точки зрения взглянуть на проблему типизации массивов, сравнить их с вулканитами разных этапов и определить место в общей истории магматизма в районе.

3.1.1.Объекты исследования

При проведении полевых работ в Норильском районе автором были изучены массивы разной степени рудоносности (рис.3.1), для которых составлены опорные разрезы по скважинам или коренным обнажениям. Эти массивы показаны на карте фактического материала (рис. 3.1), а их номера на карте соответствуют номерам и названиям, данным в таблице 3.1. Частично результаты этих исследований опубликованы ранее (Криволуцкая и др., 2001; 2006; Krivolutskaya et al., 2012_1).

При обсуждении геохимических особенностей рудоносных массивов Норильского района для получения сравнительной характеристики рудоносных ультрабазит-базитовых тел в целом привлекаются результаты изучения автором разных по рудоносности массивов Северного Забайкалья (Чинейского, Луктурского), Восточного Саяна (Кингашского и Вершхекингашского массивов) и Карело-Кольского региона (19 интрузивных тел). Все аналитические работы выполнены в одних и тех же лабораториях практически одновременно, что предполагает корректность использования полученных результатов для проведения сравнительного анализа объектов.

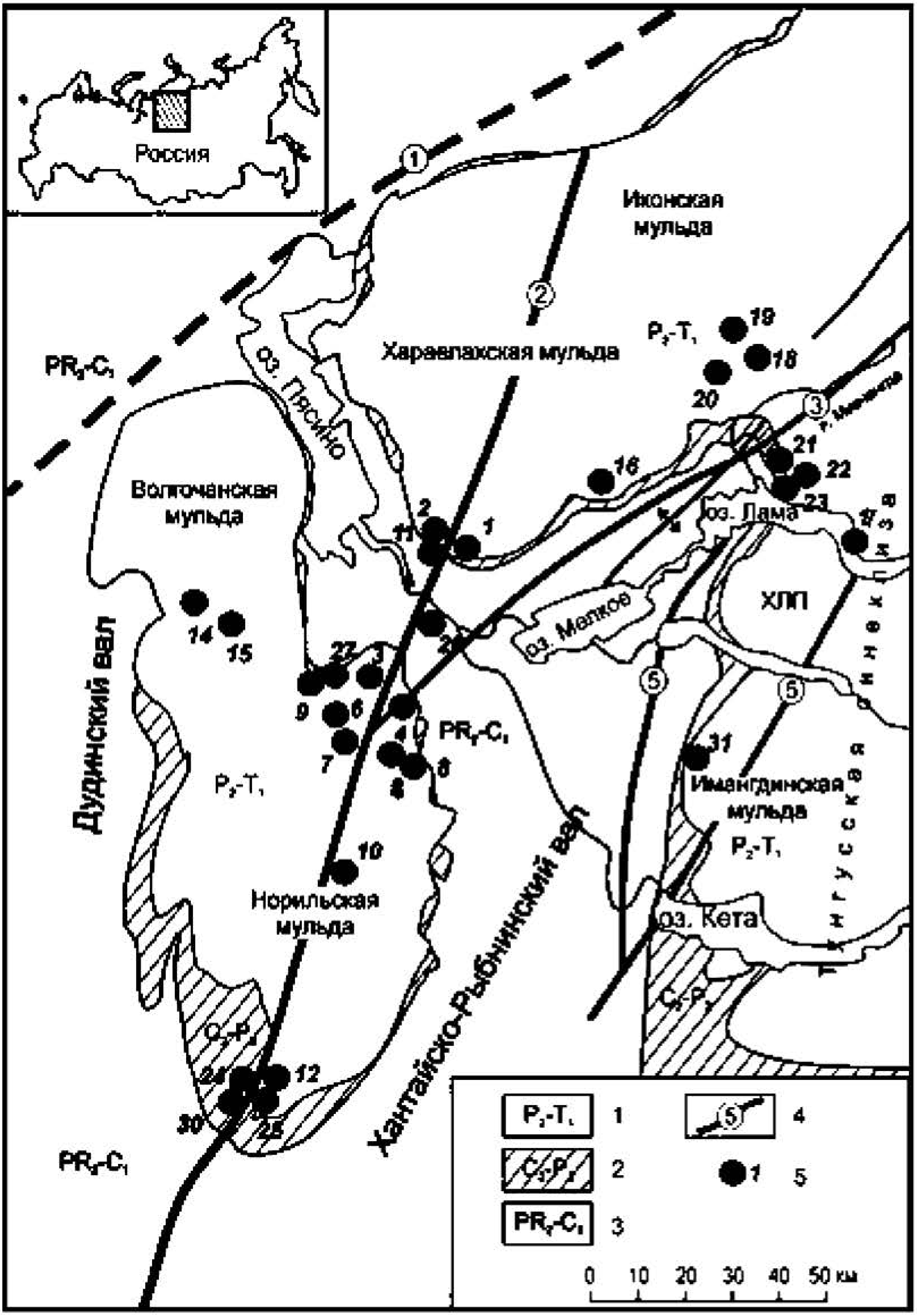


Рис. 3.1. Карта расположения изученных интрузивных тел Норильского района (номера массивов соответствуют номерам в таблице 3.1, условные обозначения на рис. 2.1)

Таблица 3.1. Изученные массивы Норильского района и Южного Таймыра (см. рис.3.1)

Комплекс	*Тип*	*Рудоносность*	*Интрузивы*
Далдыканский		Безрудные массивы	1. Далдыканский (кор.обн.) 2. Массив р. Валек (кор.обн.)
Моронговский		Слабо оруденелые, безрудные	3. Моронговский (кор. обн.)
Норильский	Норильский	1. Уникальные месторождения	4. Хараелахский (ТГ-21, КЗ-456,КС-56), 5. Талнахский (ОУГ-2) 6. Норильск 1 (Г-22, МС-31, МН-7, к-р МР)
		2. Средние и мелкие месторождения	7. Черногорский (Ч-55, кор.обн.) 8. Северо-Масловский (ОМ-4), 9. Южно-Масловский (ОМ-24) 10. Норильск 2 (МН-18, кор.обн.)
		3. Слабо оруденелые или Безрудные массивы	11. Микчангдинский (МД-48/1200), 12. Массив скв. МД-57/1200 13. Массив скв. МД-50/1000
	Зубовский	1.Крупные месторождения	14. Южно-Пясинский (ОВ-36, НВ-12) 15. Вологочанский (ОВ-29)
		2.Мелкие месторождения	16. Зуб-Маркшейдерский (МП-34), 17. Массив г.Большая Барьерная (МП-38)
	Нижнеталнахский	Рудопроявления или безрудные массивы	18. Нижне-Талнахский (ТГ-31, ЗФ-15) 19. Зеленогривский (Ф-233) 20. Массивы Фокинской площади (Ф-225/1220, Ф-230/790)
	Круглогорский	Слабо оруденелые, безрудные	21. Нижний силл Норильск 1 (р-к МР), МПб-2, массив скв.ВТ-4
Огонерский			22. Огонерский 23. Массивы скв. ОВ-36/466
Ергалахский			24. ВТ-2
?			25.Черевковский (т.н. 4180) 26 -27 Массивы нижн. течения р. Микчангда (т.н. 2309, 490) 28 - МЖК-1, 2 29. МД-57/300 30. Дайки оз. Лама (Кам.)

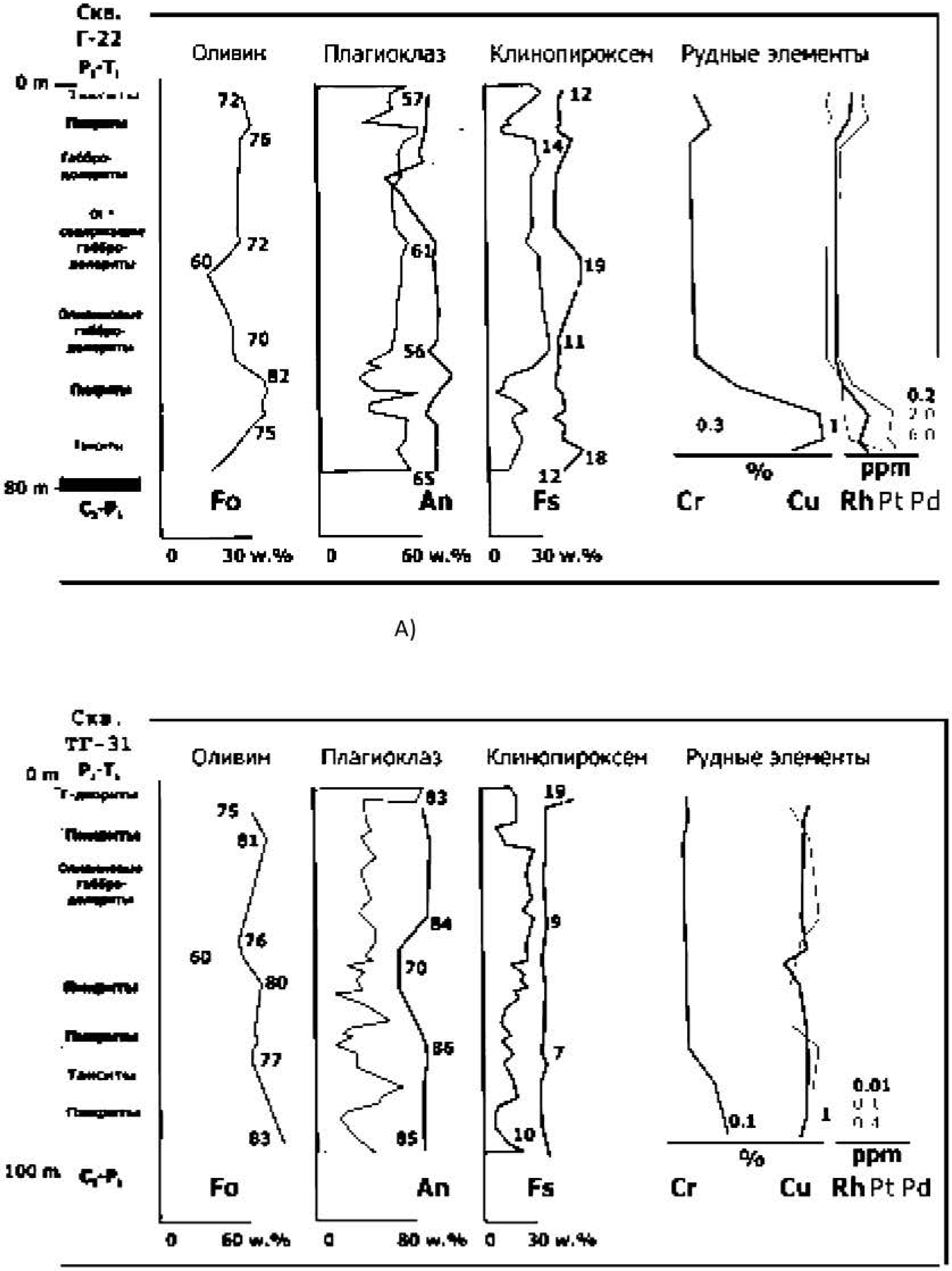
3.1.2. Строение интрузивов норильского комплекса и петрографические особенности слагающих их пород

Все ультрабазит-базитовые массивы Норильского района являются субвулканическими образованиями, кристаллизовавшимися в близповерхностных условиях, что подтверждается, в первую очередь, их долеритовой структурой, зональным строением минералов, наличием в них расплавных включений (часто стекловатых), а также нередко присутствием раскристаллизованного стекла в породах. Все это свидетельствует об условиях быстрого охлаждения при формировании интрузивных тел. Следует особо подчеркнуть, что это разнообразные по составу габбро-долериты, субвулканические разновидности габбро. Согласно текстурно-структурным особенностям пород норильские интрузивы принципиально отличаются от пород массивов, с которыми связаны медно-никелевые и платиновые месторождения мира. Поэтому попытки подвести их под единую классификацию (Зенько, 1992; Naldrett, 2009) представляются нам не совсем обоснованными. В работе применяется терминология, установившаяся для пород этого района (габбро-долериты: пикритовые - > 40 об. % Ol, оливиновые -10-40% Ol, оливинсодержащие – до 10 %, безоливиновые, контактовые, такситовые – породы с атакситовой текстурой, варьирующие по составу, преимущественно близкие к лейкогаббро, часто содержат оливин (до 10%), неравномерно распространенный в породе). На колонках для сокращения приводятся упрощенные названия: пикриты, такситы и т.д. (рис. 3.2, например).

Все массивы сложены очень близкими по составу и текстурно-структурным особенностям разновидностями пород, изменяется только их соотношение в вертикальных разрезах отдельных интрузивов. Определенная изменчивость внутреннего строения устанавливается для крупных массивов и по латерали, при которой фронтальные части обогащаются лейкократовыми разновидностями пород, а тыловые - меланократовыми за счет ранней глубинной кристаллизации расплава и сепарации кристаллов плагиоклаза и оливина (Лихачев, 1965). Эти процессы отражаются на поведении главных компонентов (особенно MgO и Al_2O_3) в породах, но слабо влияют на распределение редких элементов.

Это положение имеет важное значение для последующего анализа геохимии пород разных массивов и возможности получения их сравнительных характеристик, поскольку опорные разрезы для них часто располагаются в разных частях интрузивных тел – центральных, краевых (что обусловлено возможностью отбора необходимого материала).

Главные типы интрузивных пород норильского района детально описаны в литературе (Додин и др., 1971; Наторхин, Архипова, 1977; Батуев и др., 1972; Золотухин и др. 1975, Золотухин, 1997; Рябов, Золотухин, 1977; Рябов, 1992; Рябов и др., 2000;



А)

Б)

Рис. 3.2. Строение рудоносного интрузива Норильск 1 (А) и безрудного Нижне-Талнахского массива (Б). Черное – массивные руды.

МП-34

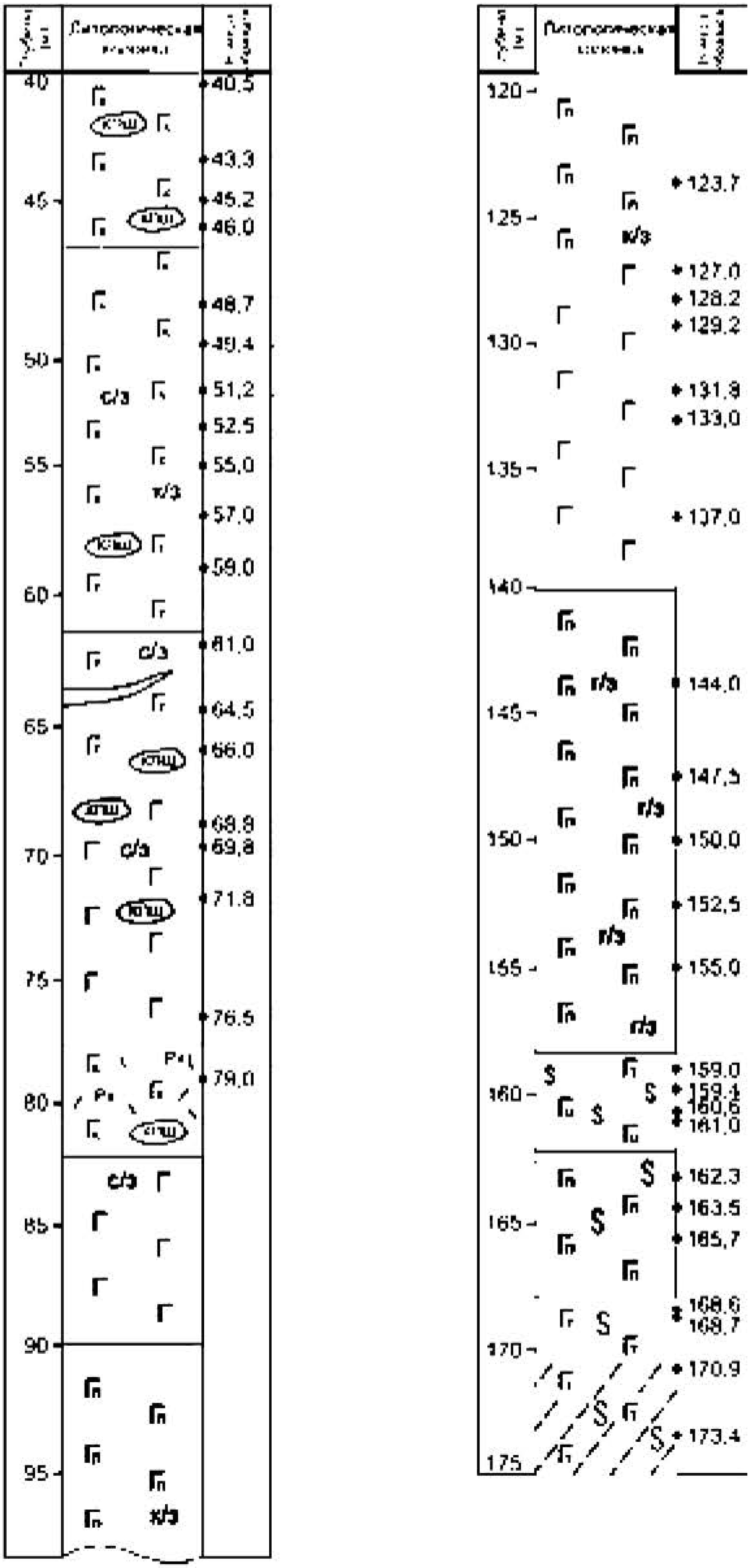


Рис. 3.3. Строение Зуб-Маркшейдерского интрузива по скв. МН-34.

Габбро-долериты: Г-безоливиновые, Гп – пикритовые, Гт – такситовые, Гк – контактовые; к/з – крупнозернистые, м/з – мелкозернистые, КПШ – калишпатизация, S – сульфидная вкрапленность.

Лихачев, 1996; Туровцев, 2002 и др.). Поэтому ниже дается очень краткая характеристика основных разновидностей пород и несколько больше внимания уделяется породам, которые впервые были описаны и изучены автором в Южно-Масловском интрузиве.

Основное внимание исследователей привлекают отчетливо дифференцированные массивы, обладающие разной степенью рудоносности. Они объединены в норильский комплекс с соответствующим подразделением на типы (табл 3.1). Так, к собственно норильскому типу отнесены существенно варьирующие по рудоносности дифференцированные хонолитоподобные интрузивы со средневзвешенной магнезиальностью 10-12 % (до 12 км протяженностью, шириной до 2-4 км и мощностью от 20-50 до 400 м), содержащие как уникальные по запасам руды – Норильск 1, Талнахский и Хараелахский, - так и мелкие месторождения – Черногрское, Норильск 2 (см. таблица), так и безрудные массивы (фокинской площади, вскрытые скв. Ф-230, Ф-225) В зубовский тип этого же комплекса входят той же средневзвешенной магнезиальности массивы, но менее отчетливо дифференцированные (Вологочанский, Южно-Пясинский интрузивы), к нижнеталнахскому типу – слабо дифференцированные повышенной магнезиальности (13-16 % MgO). К круглогорскому типу – массивы с преобладанием лейкогаббро в разрезе: самостоятельные тела, или их части (продукты дифференциации исходной магмы). Часто они образуют отдельные апофизы на периферии Талнахского рудного поля, связь этих маломощных жилообразных тел с главным интрузивом не всегда установлена. Пример внутреннего строения разных типов массивов показан на рис. 3.2 – собственно норильского типа (интрузив Норильск 1, рис. 3.2.А) и нижнеталнахского типа (рис. 3.2 Б), зубовского типа (рис. 3.3).

Характеристика внутреннего строения (распределение главных разновидностей пород и вариации ряда породообразующих окислов и рудных элементов в разрезе интрузива) дана на примере Талнахского массива, содержащего уникальные по запасам и минеральному составу сульфидные руды. На рис. 3.4. заметна отчетливая дифференциация массива, выражающаяся в доминировании высокомагнезиальных (низкокремнистых) разновидностей пород в нижней его части, к которой приурочены и основные концентрации рудных элементов – никеля, кобальта, меди и хрома. Последнее представляет собой характерную особенность норильских интрузивов с богатыми рудами.

Помимо показанных выше интрузивов норильского комплекса, нами очень детально были исследованы массивы Масловского месторождения, образующие соответственно Южно- и Северо-Масловские месторождения. Внутренне строение этих интрузивных тел

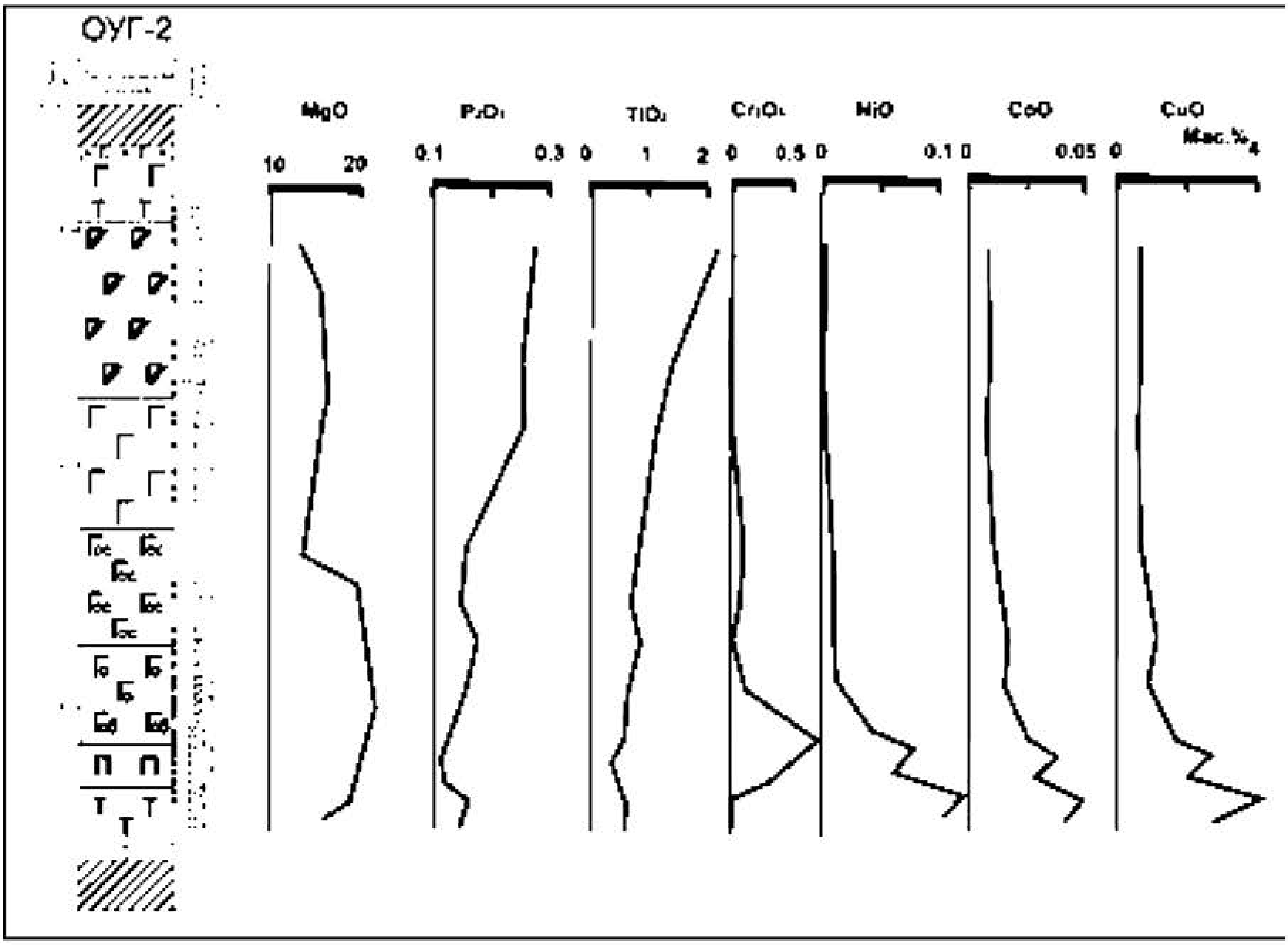


Рис. 3.4. Строение и распределение элементов в разрезе Талнахского интрузива по скв. ОУГ-2

Условные обозначения. Габбро-долериты: Т – такситовые, П – пикритовые, Го – оливиновые, Гос – оливинсодержащие, Г – безоливиновые. Треугольниками с чертой показаны габбро-диориты, штриховкой – слошные сульфидные руды, вверху мелкими треугольниками в сочетании с Г – магматические брекчии.

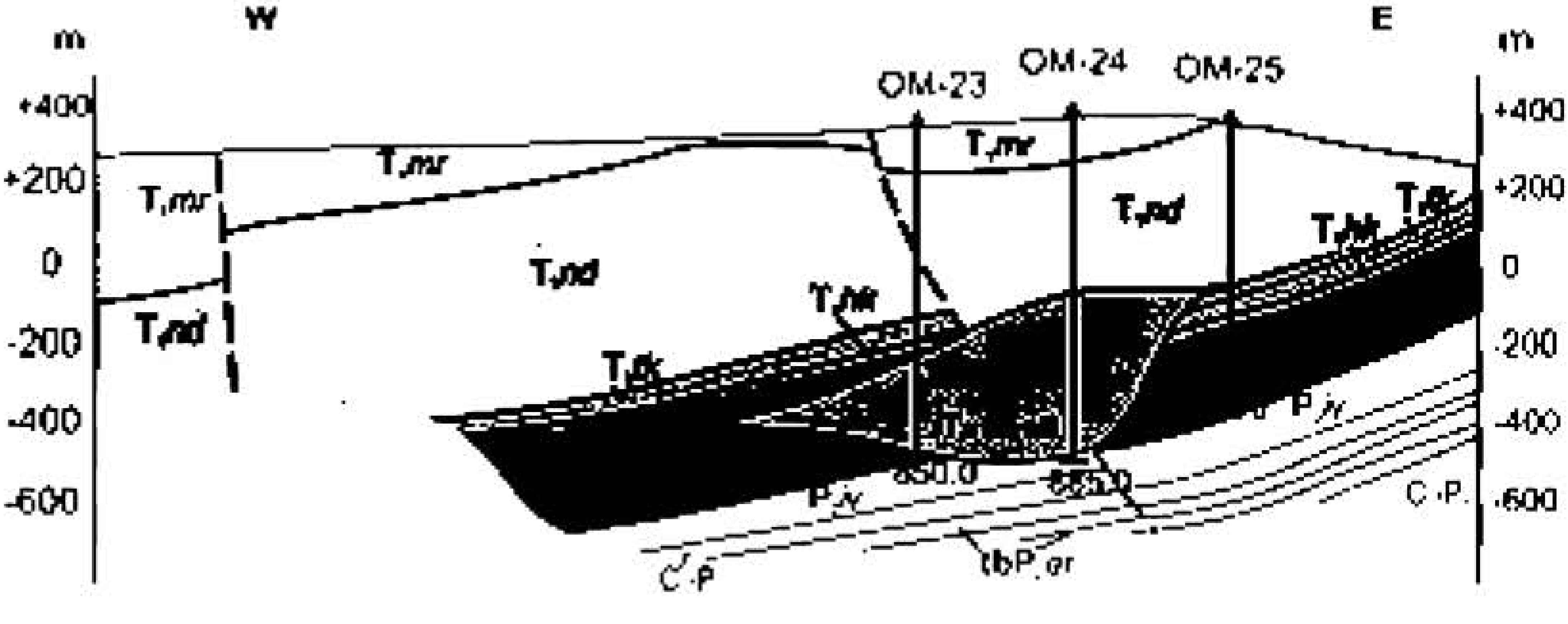


Рис.3.5. Положение скважины ОМ-24 в разрезе южной части Масловского месторождения. Наименования свит см. в табл. 2.1.

существенно отличается, особый интерес представляет Южное тело, на примере которого и дается характеристика интрузивных пород. Именно здесь установлены как традиционные габброиды, слагающие интрузивы норильского комплекса, так и породы, характерные только для данного массива (скв. ОМ-24, рис. 3.5)

Снизу вверх в разрезе интрузивного тела выделяются габбро-долериты (рис.3.6; фото на рис. 3.7): нижние контактовые, такситовые, пикритовые, оливиновые и оливинсодержащие, безоливиновые, верхние такситовые, верхние пикритовые (спорадически), верхние контактовые, а также лейкогаббро и габбо-диориты.

Контактовые габбро-долериты представляют собой массивные мелко-, среднекристаллические породы, состоящие из плагиоклаза (An_{67-65}) и клинопироксена (Mg# 72-74) примерно в равных количествах, содержащие иногда до 5-10 % оливина (Fo_{66-62}). В *такситовых* габбро-долеритах плагиоклаз An_{80-68} (до 60 %) преобладает над пироксеном, а содержание оливина Fo_{72-65} достигает 10-15%; их характерной особенностью является атакситовая текстура: на фоне неравномернокристаллических лейкократовых пород обособляются участки меланократового состава, часто более мелкокристаллические, обогащенные оливином. Содержание сульфидов может составлять 20 % от объема породы; они образуют неправильные интерстициальные выделения, сложенные халькопирит-пирротиновым агрегатом, достигающие 3-4 см в диаметре. *Пикритовые* габбро-долериты представляют собой массивные, иногда тонкополосчатые, мелко-среднекристаллические породы, состоящие из (об. %): оливина (табл. 2) Fo_{80-78} (50-70) , плагиоклаза An_{78-72} (20-25), клино- и ортопироксена (15-20 и 3-4 % соответственно, Mg# 80-84), магнетита (5) с содержанием хрома до 4% и сульфидов (в среднем 5-10, иногда до 15%). Оливин представлен как крупными (до 2-3 мм) субидиоморфными кристаллами, так и мелкими и средними округлыми зернами (0.1-0.2 – 0.3-0.5 мм). Сульфиды образуют либо вкрапленники до 2 см, либо мелкие интерстициальные обособления среди породообразующих минералов (2-5 мм), либо тонкие прожилки (3-6 мм).

Несомненный интерес представляют собой породы, формирующие верхнюю часть интрузивного тела. До настоящего времени подобные разновидности не были описаны в Норильском районе. Характерной их особенностью является наличие стекла (до 15 %), в котором располагаются порфировые вкрапленники удлиненных таблитчатых кристаллов плагиоклаза и короткопризматических кристаллов пироксена, иногда субидиоморфного оливина. По составу породы отвечают габброидам нормального ряда. Присутствие стекла в верхних контактных зонах массивов в Норильском районе было описано ранее, например, в Талнахском интрузиве (Додин и др., 1971), однако эти породы имели небольшую мощность (первые метры).

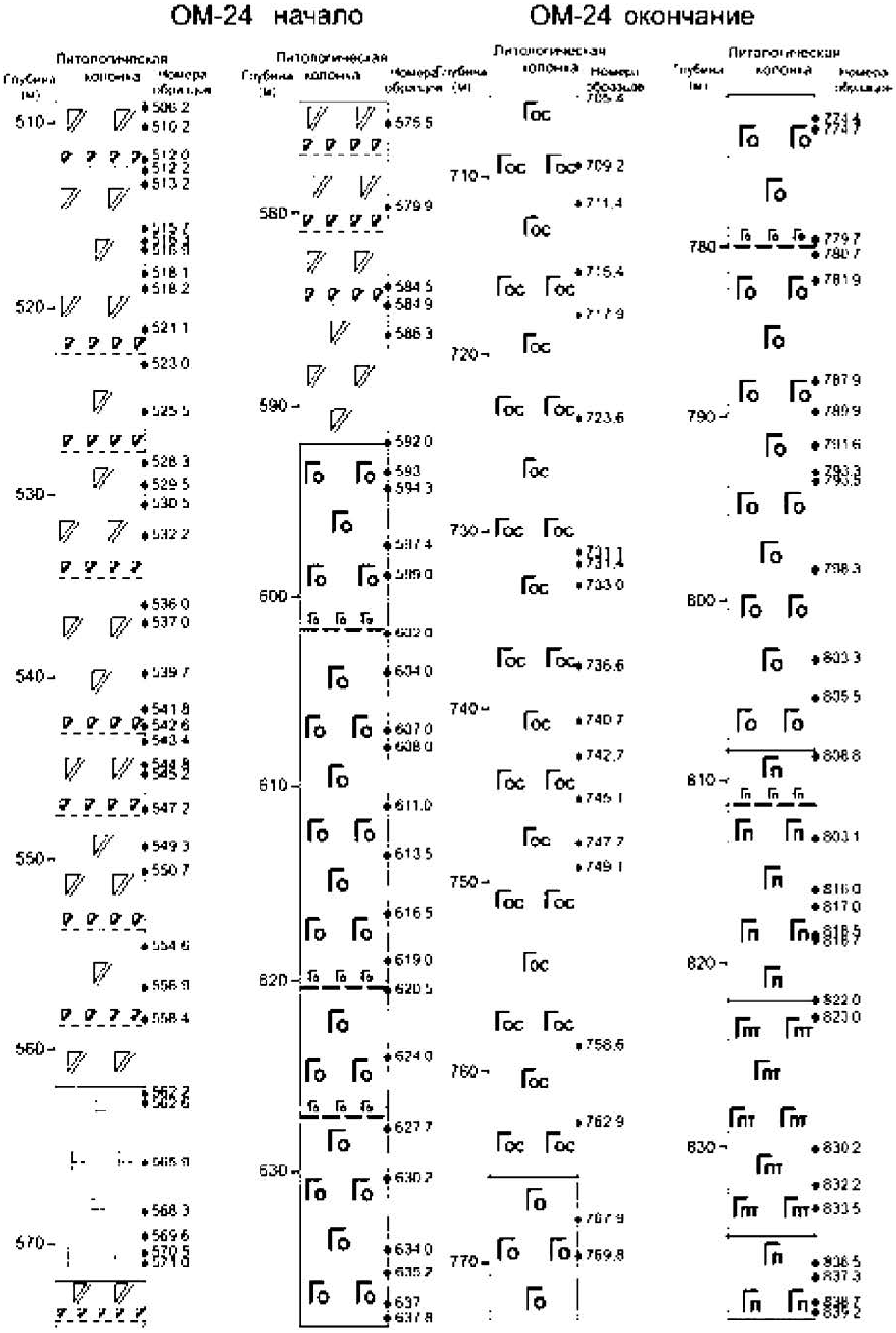


Рис.3.6. Строение Южно-Масловского интрузива по скв. ОМ-24

В разрезе скв. ОМ-24 характеризуемые породы слагают горизонт мощностью около 100 м. В верхней части интрузива очень много магнетита, который образует скелетные или дендритовидные кристаллы (рис. 3.8). Отличительной особенностью трех главных породообразующих минералов (пироксена, плагиоклаза и оливина) является их отчетливое зональное строение и обилие крупных стекловатых расплавных включений (до 50-60 мкм), в которых нередко также присутствует магнетит (рис.3.8). Все перечисленные выше признаки – наличие стекла, дендритовидные формы выделений магнетита, расплавные стекловатые включения – свидетельствуют о чрезвычайно быстрой кристаллизации этих пород.

3.1.3.Состав породообразующих минералов интрузивных пород

Морфология, размеры, особенности выделений породообразующих минералов в норильских интрузивах описаны в многочисленных работах (Рябов, Золотухин, 1977; Рябов, 1992; Czamanske, Zen'ko, 1995; Лихачев, 1996 и др.). Поэтому ниже приводятся только данные для этих минералов, полученные автором впервые для Норильского района и имеющие нередко более широкое значение.

Оливин встречается практически по всему разрезу интрузивов норильского комплекса (кроме горизонтов, сложенных габбро-долеритами), морфология и размер его зерен меняется в зависимости от типа пород: в высокомагнезиальных разновидностях (пикритовых габбро-долеритах) преобладают субидиоморфные крупные выделения (до 1- 2 мм, в среднем 0.5 мм) или округлые зерна 0.4–0.1 мм, а в низкомагнезиальных – неправильной формы кристаллы, отражающие морфологию интерстиций между кристаллами плагиоклаза (0.2-0.5 мм). Изучение оливина имело и теоретическую основу, поскольку именно этот минерал представляет собой в большинстве случаев самую раннюю ликвидусную фазу и в максимальной степени содержит информацию о составе исходного расплава, которая запечатлена как в составе самого оливина, так и в содержащихся в нем магматических включениях. К преимуществам использования этого минерала для генетических построений, а также решения прикладных задач, относится широкий ряд образуемых им составов, , а также значительный набор элементов-примесей, которые могут использоваться при интерпретации условий его образования и выступать в качестве поисковых критериев.

На первом этапе работ основное внимание было уделено оливинам и, в значительно меньшей мере, пироксенам из пикритовых габбро-долеритов разных массивов. Это было обусловлено их особой значимостью в составе интрузивов как горизонтов, несущих вкрапленное оруденение. Вариации главных элементов (Fo составляющая) в разных массивах очень близки между собой, максимальные значения этого минала достигают 83 мол.%. Наиболее железистые разновидности оливинов обнаружены в верхних горизонтах массивов норильского и круглогорского типов. Однако наиболее показательными являются содержания элементов-примесей, концентрации которых варьируют более значительно в массивах разной степени рудоносности. Например, содержания никеля в оливинах нижнеталнахского типа интрузивов не превышают 0.1 мас.%, в то время, как в массивах с богатыми рудами эти концентрации составляют 0.2-0.3 мас.%. Хотя надо отметить, что нередко интрузивы с высоконикелистыми оливинами не содержат богатого оруденения (например, Имангдинский массив).

В результате проведенных работ нами было впервые показано, что оливины из массивов Норильского района характеризуются особым составом: в них установлены высокие концентрации тяжелых редких земель, иттрия, повышенные титана и пониженные кальция и ванадия (Krivolutskaya et al., 2012_1). Анализы оливинов выполнены Н.А. Криволуцкой на электронном микрозонде «JEOL JXA- 8200 Superprobe» в Институте Химии им. Макса Планка (г. Майнц, Германия) по специально разработанной методике (Sobolev et al., 2007), позволяющей повысить предел обнаружения примесных элементов (Ti, Cr, Mn, Co, Ni) до 10 г/т. Точность определения мольной доли форстерита в оливине составляла 0.2 %. Элементы-примеси определялись с помощью лазерной абляции (диаметр зонда 70 мкм), методика описана в Приложении 1.

Закономерности распределения рекоземельных элементов (Yb, Y) в оливинах продемонстрированы на примере разных интрузивов. Здесь приводится только сводная диаграмма (рис.3.9), подтверждающая это положение на примере контрастных по степени рудоносности массивов: Талнахского, Хараелахского, Норильск 1 со сплошными рудами (группа рудоносных интрузивов, показанная на диаграмме красно-розовыми значками) с одной стороны и Нижнее-Талнахского, Зеленогривского и Норильск 2 – с другой стороны (группа безрудных интрузивов, опмеченная зелено-голубыми и синими значками). Граница между полями точек этих двух групп показана штриховой линией. Наиболее четко отличия проявляются в оливинах железистых составов, в то время как высокомагнезиальные разности отличаются не столь значимо.

Главным отличием поведения редких земель в этих двух группах является степень накопления рассмотренных элементов в процессе фракционирования расплава (т.е. смены магнезиальных оливинов железистыми). Если для безрудных массивов накопление ТРЗЭ происходит очень постепенно (концентрации их увеличиваются на 20-30 % при изменении составов оливинов на 10 номеров по форстериту), что отражается очень пологим наклоном тренда, образуемого точками составов этих оливинах на диаграмме Y – Fo (рис.3.9), то для рудоносных – очень резко, с возрастанием значений содержаний в 2-3 раза на 1-2 номера.

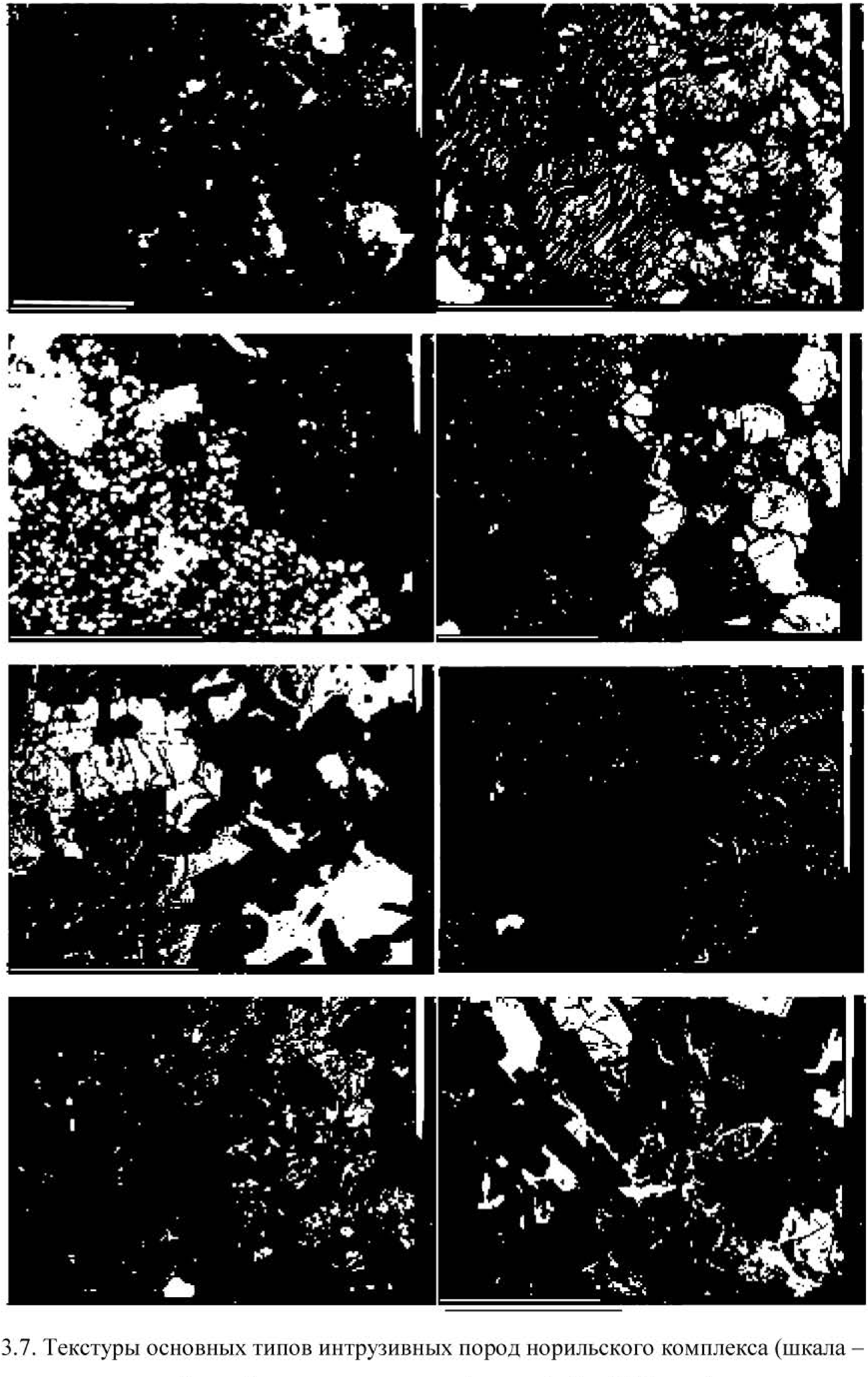
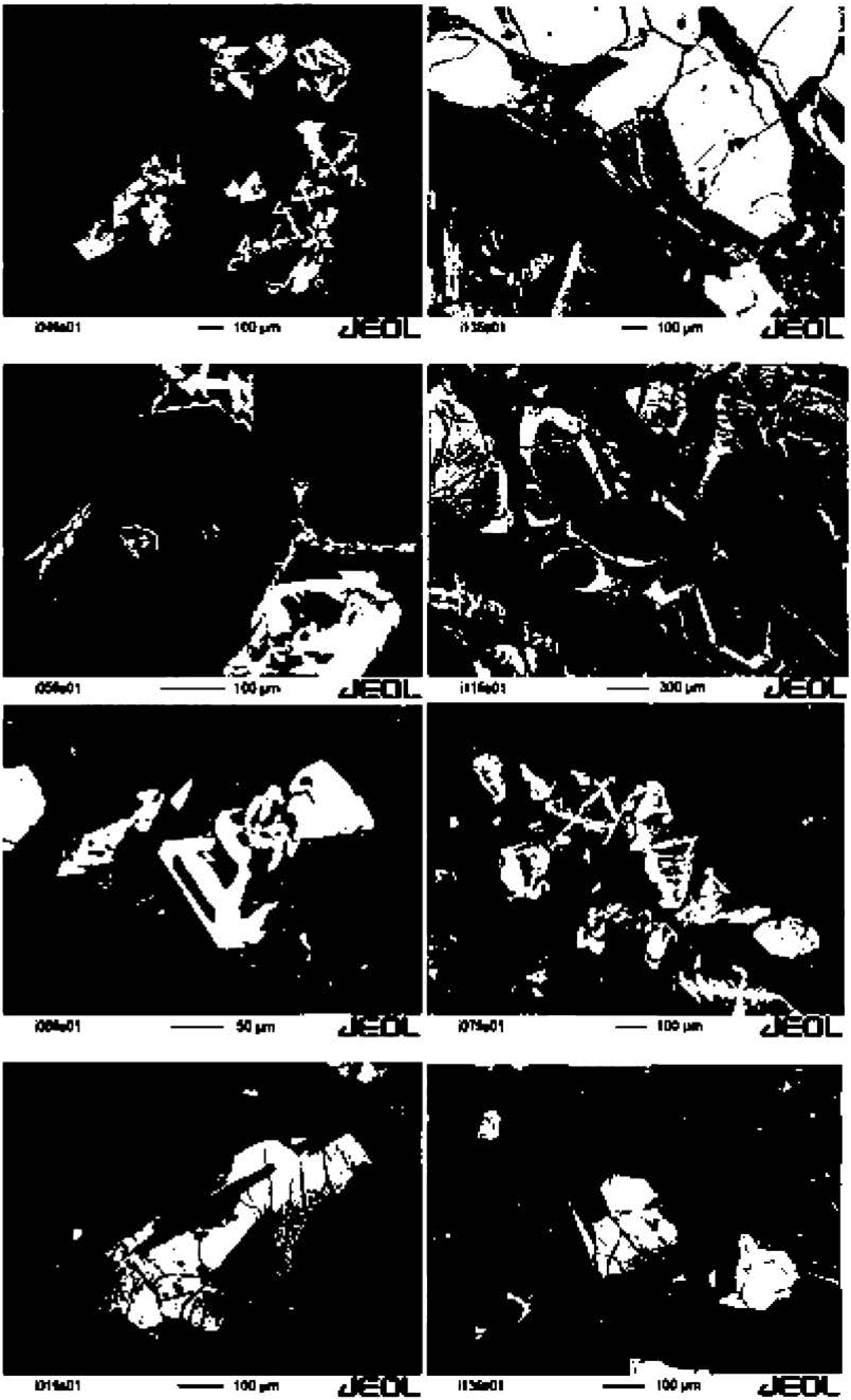


Рис. 3.7. Текстуры основных типов интрузивных пород норильского комплекса (шкала – верхний левый рисунок - для всех фотографий – 1000 мкм)



. Рис. 3.8. Фотографии пород Южно-Масловского и Микчангдинского интрузивов (изображение во вторичных электронах)

Для выявления причин указанного поведения редких элементов нами было проведено моделирование возрастания содержаний иттербия в оливинах Зеленогривского массива в процессе фракционной кристаллизации с помощью ЭВМ модели «КОМАГМАТ-3,5» (Арискин, Бармина, 2000). Выполненные расчеты показали, что реально наблюдаемый рост содержаний этого элемента полностью может быть объяснен эволюцией расплава в ходе его фракционирования для безрудных массивов (более пологие тренды). Очень крутые тренды накопления редких элементов в оливинах из пикритовых горизонтов

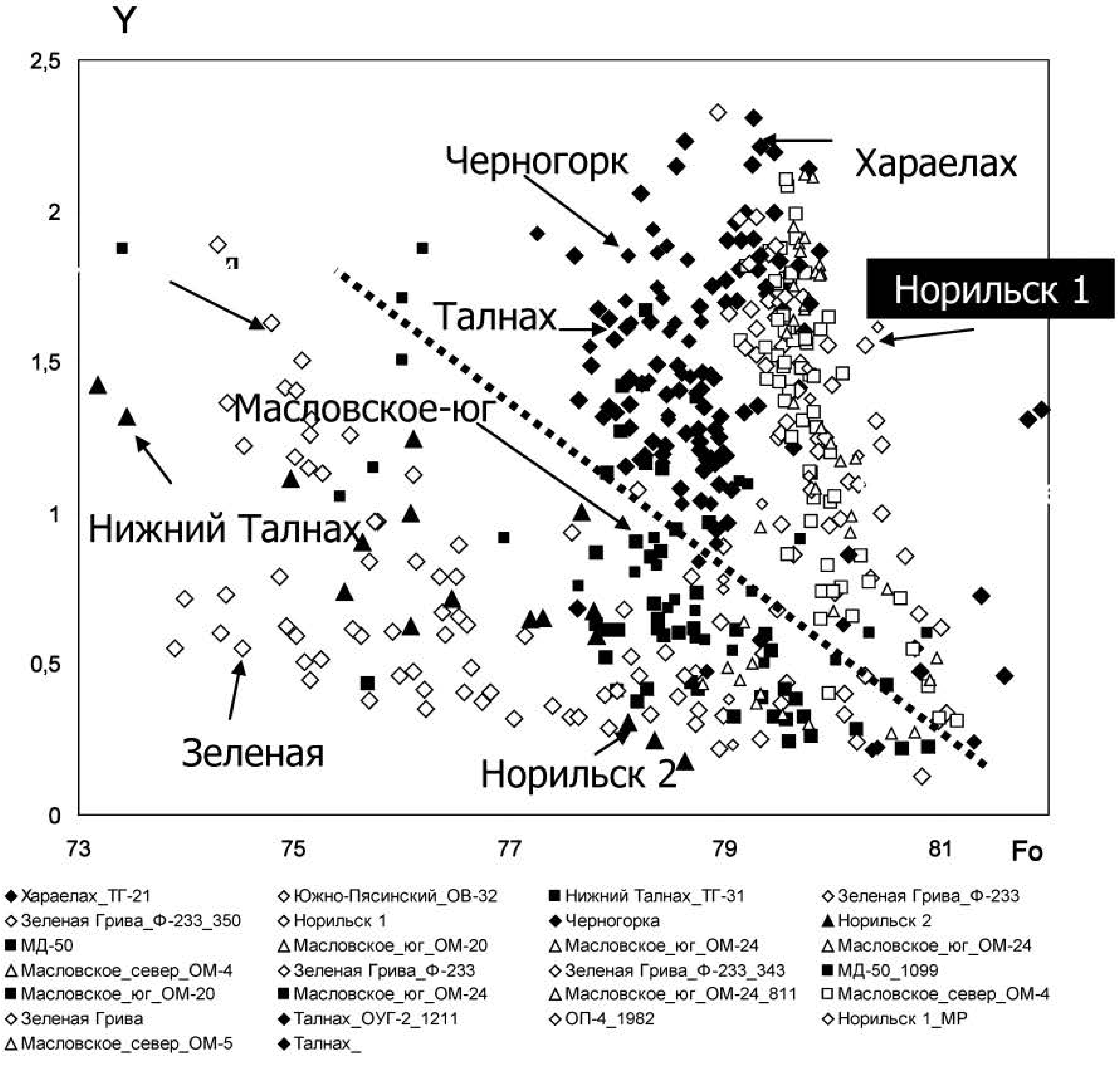


Рис. 3.9. Сводная диаграмма Y-Fo для оливинов из разных массивов Норильского района

рудоносных массивов, при которых содержания HREE от магнезиальных к железистым разновидностям увеличиваются в 2,5 – 3 раза, невозможно объяснить с простой фракционной кристаллизацией. Необходим иной, очень необычный процесс, который способствует получению таких высоких содержаний редкоземельных элементов. Один из вариантов формирования такого необычного состава оливинов – просачивание сильно фракционированного расплава сквозь кумулятивный горизонт оливина, при котором буферируется магнезиальность минерала, а накапливаются редкие элементы.

Различия между отмеченными группами установлены не только для редких земель, но и для других элементов: кальция, никеля, ванадия, титана и т.д. Они были подтверждены с помощью дискриминантного анализа (выполненного с помощью программного пакета STASTISTICA-7), согласно которому предсказанные группы отчетливо отделяются одна от другой. С помощью полученной дискриминантной функции возможно проводить сравнение других массивов с эталонными.

При изучении распределения элементов-примесей в оливинах других горизонтов массивов (контактовых, такситовых, оливновых и оливинсодержащих габбро-долеритов), в первую очередь, в разрезе Норильск 1 (рис.3.10), было установлено, что каждый горизонт интрузива характеризуется своим трендом накопления редких земель, причем наклон этого тренда связан напрямую с магнезиальностью породы: в пикритовых габбро-долеритах образуются самые крутые тренды, в такситовых – более пологие, а в оливиновых и оливинсодержащих породах – еще более пологие. Исключение составляют оливины из контактовых габбро-долеритов, которые были обнаружены в эндоконтакте массива Норильск 1 и имели железистый состав – в них установлены максимально высокие содержания иттрия, иттербия и диспрозия.

Пироксен. Состав пироксена, а именно его магнезиальность, а также поведение хрома и титана существенно варьируют в вертикальном разрезе интрузивных тел (рис. 3.2 А и Б).

Вполне естественно было ожидать, что и по пироксенам будет получена близкая картина распределения редких элементов и близких к ним по геохимии элементам. Наиболее интересным в этом отношении является титан, который коррелирует с редкими землями и хорошо измеряется даже с помощью электронного зонда, поскольку его концентрации в пироксенах высоки. Действительно, контрастное поведение TiO_2 установлено в отчетливо дифференцированном Талнахском интрузиве (рис. 3.4), где распределение его отчетливо коррелирует с изменением железистости минерала в разных горизонтах (рис. 3.11), что прослежено по скв. ОУГ-2.

Тем не менее, значимых различий для пироксенов указанных выше двух групп массивов (рудоносных и безрудных) получено не было (рис.3.12). Вероятно, это связано со слабой дифференциацией изученных интрузивов, при которой все линии тредов TiO_2 - Mg# близкий наклон на диаграмме и сливаются между собой.

Микчангдинский массив. Интересные данные по породообразующим минералам получены для интрузива, вскрытого скв. МД-48 в долине Ю. Икэна на Микчангдинской площади. По своему внутреннему строению, петро- и геохимии он может быть отнесен к норильскому типу интрузивов, однако ему присущи свои минеральные особенности. Совершенно необычным для интрузивов норильского района является обнаружение в породах большей части разреза исследованного массива оливина с отчетливым зональным строением (Криволуцкая и др., 2009_1), которое выявляется при оптическом изучении под микроскопом и подтверждается данными микрозондовых исследований (рис.3.13).

Самые изменчивые по составу зерна обнаружены в среднезернистых оливиновых и оливинсодержащих массивных габбро-долеритах с долеритовой и пойкилоофитовой структурой в интервале 1170-1230 м (среднее содержание MgO=7.5 мас. %, рис. 3.13). Магнезиальность оливинов из одного образца для оливиновых и оливинсодержащих пород варьирует в пределах 12-20 мол. % Fo. Степень контрастности между центральными и краевыми частями зерен может сильно меняться в одном образце. Максимальное различие между ядром и периферией установлено для одного из выделений оливина и составляет 20.1 мол. %. В пикритовых габбро-долеритах (19-22 мас. % MgO) в верхнем и нижнем эндоконтактах оливины практически незональны.

Результаты детального изучения крупного зерна оливина от одного края к другому через центр с шагом 100 мкм свидетельствуют о том, что концентрация NiO напрямую коррелируется содержанием форстеритовой составляющей в минерале ($R^2 = 0.96$), а MnO и CoO – с фаялитовой ($R^2 = 0.98$ и 0.92 соответственно). Поведение кальция не зависит от концентрации главных элементов и характеризуется индифферентным отношением к Fo ($R^2 = 0.01$). Однако зерна оливина могут обладать не только симметричной зональностью, но и иметь более сложную форму, как это показано на рис. 3.13 при условии срастания оливина с плагиоклазом.

В связи с изложенным выше материалом следует отметить, что интрузивы норильского комплекса, относящиеся к раннетриасовой трапповой формации, как известно, сформировались в приповерхностных условиях. Об этом свидетельствуют структурно-текстурные особенности пород, присутствие некоторого количества стекла в эндоконтактовых зонах, наличие стекловатых включений в ранних ликвидусных минералах – оливине и пироксене. Однако обнаружение в породах Микчангдинского массива уникальных зональных оливинов (Криволуцкая и др., 2009_2) является необычным фактом. Для интрузивных земных пород это явление встречается довольно редко, поскольку протекающие при субсолидусных температурах диффузионные процессы, как правило, нивелируют возникшие при образовании минералов неоднородности в их составе. Оливины с контрастной прямой и обратной зональностью особенно характерны для марсианских метеоритов (Connolly et al., 2006; Sarbadhikari et al., 2009). До настоящего времени в земных породах были описаны зерна оливинов с зональным распределением главных компонентов

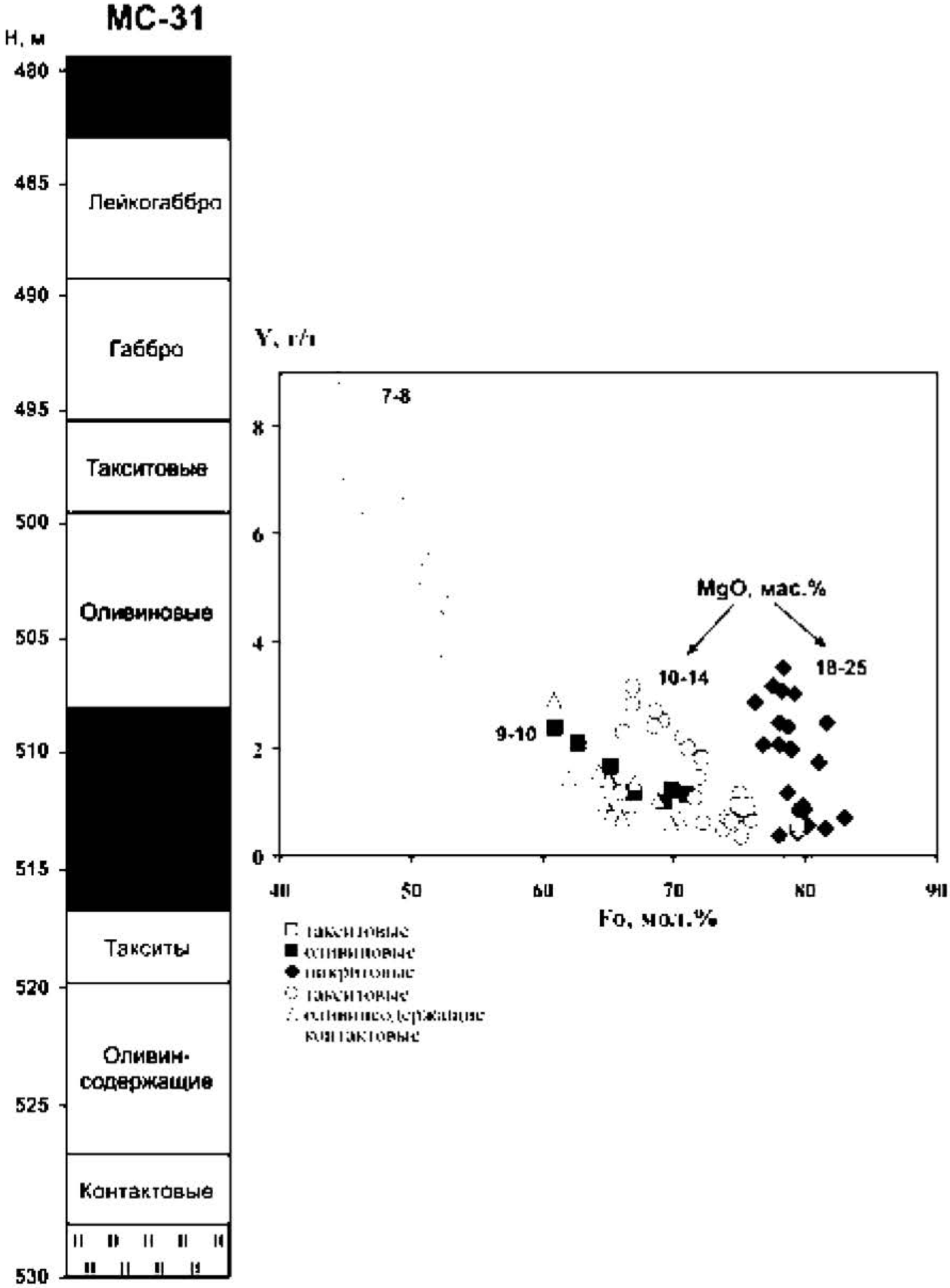


Рис. 3.10. Поведение иттрия в оливинах в разных горизонтах массива Норильск 1

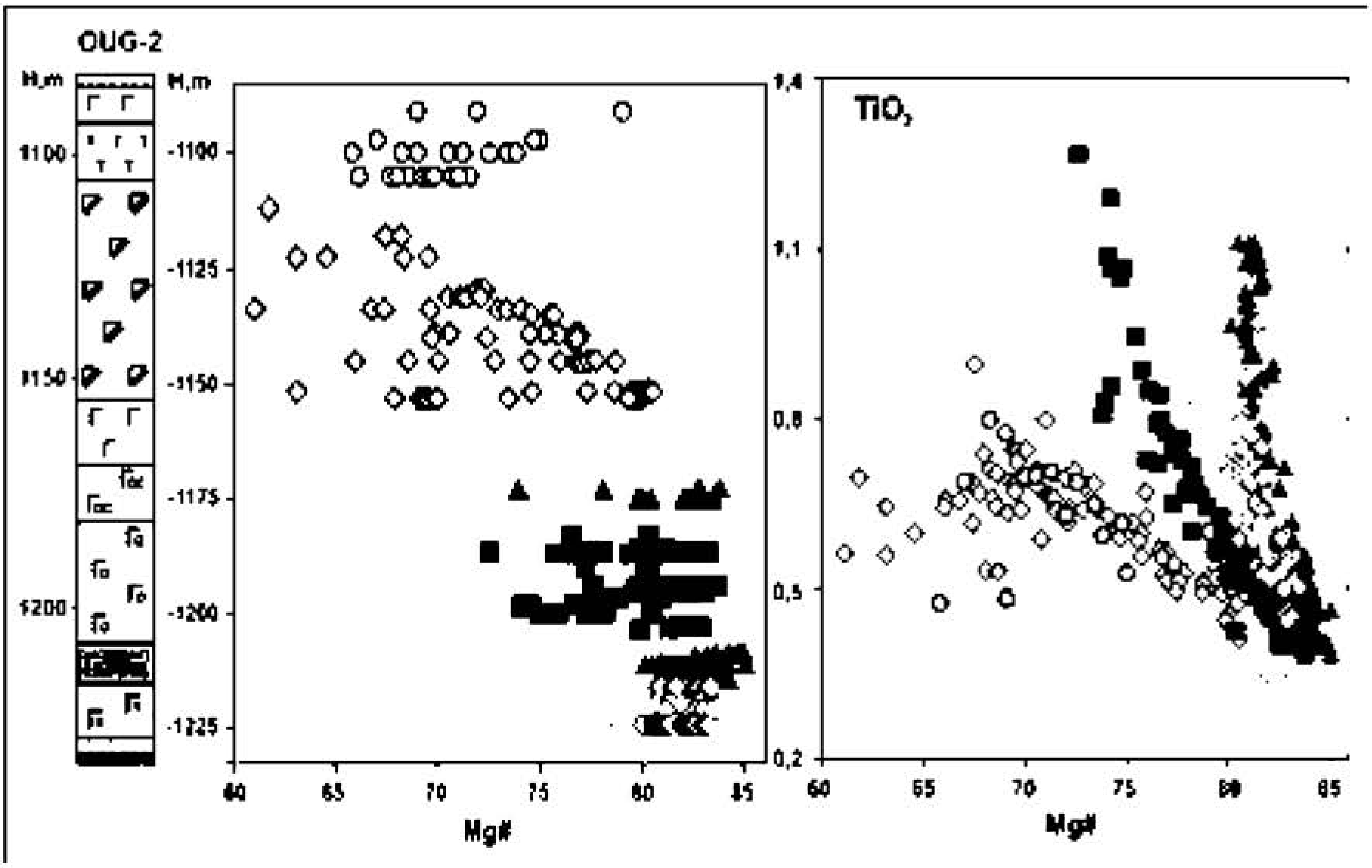


Рис. 3.11. Изменение магнезиальности пироксена (Mg#) в вертикальном разрезе Талнахского интрузива (слева) и корреляция TiO2 с #Mg в разных горизонтах массива (условные обозначения на рис. 3.4)

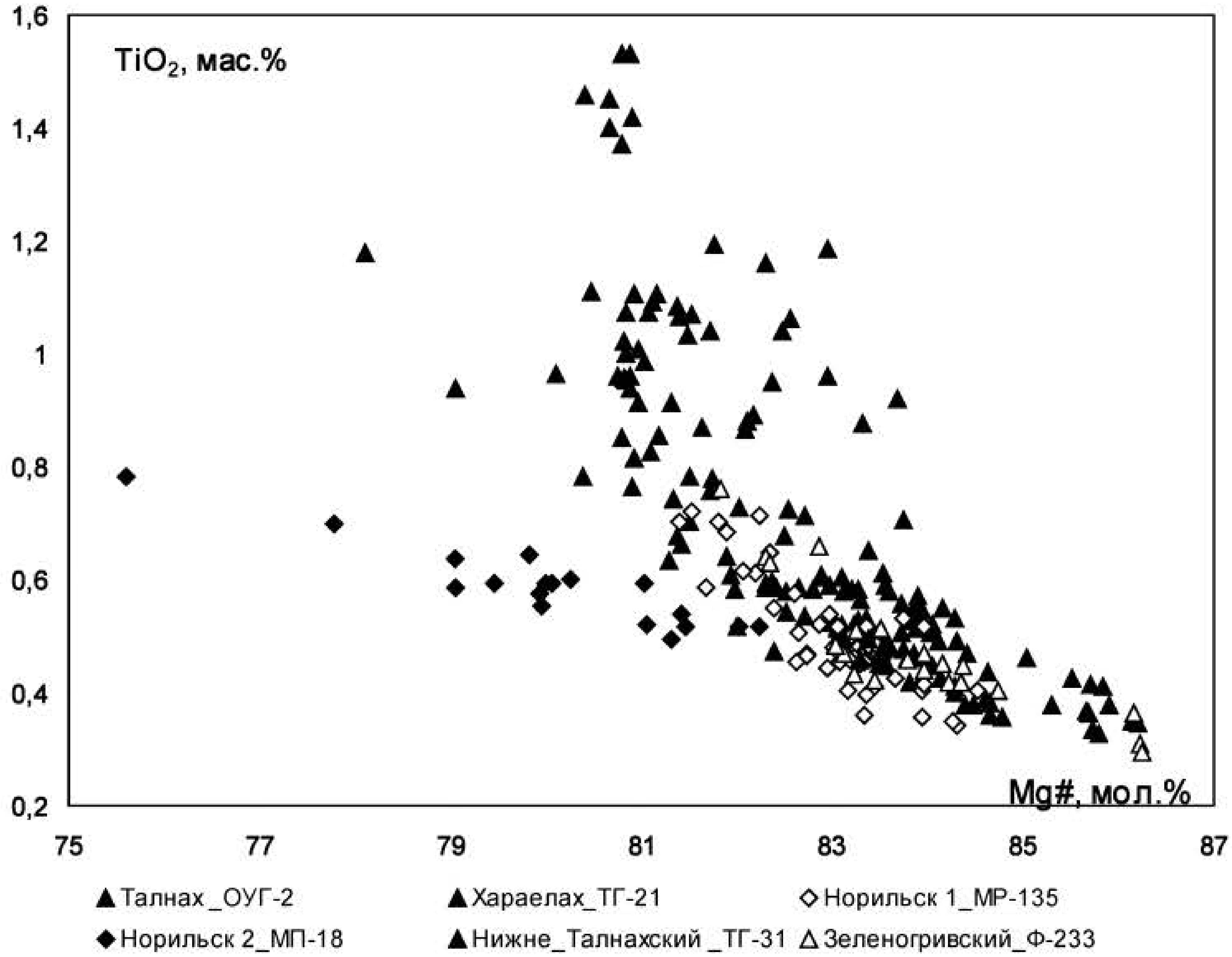


Рис. 3.12. Диаграмма TiO_2 - Mg# для пироксенов разных массивов

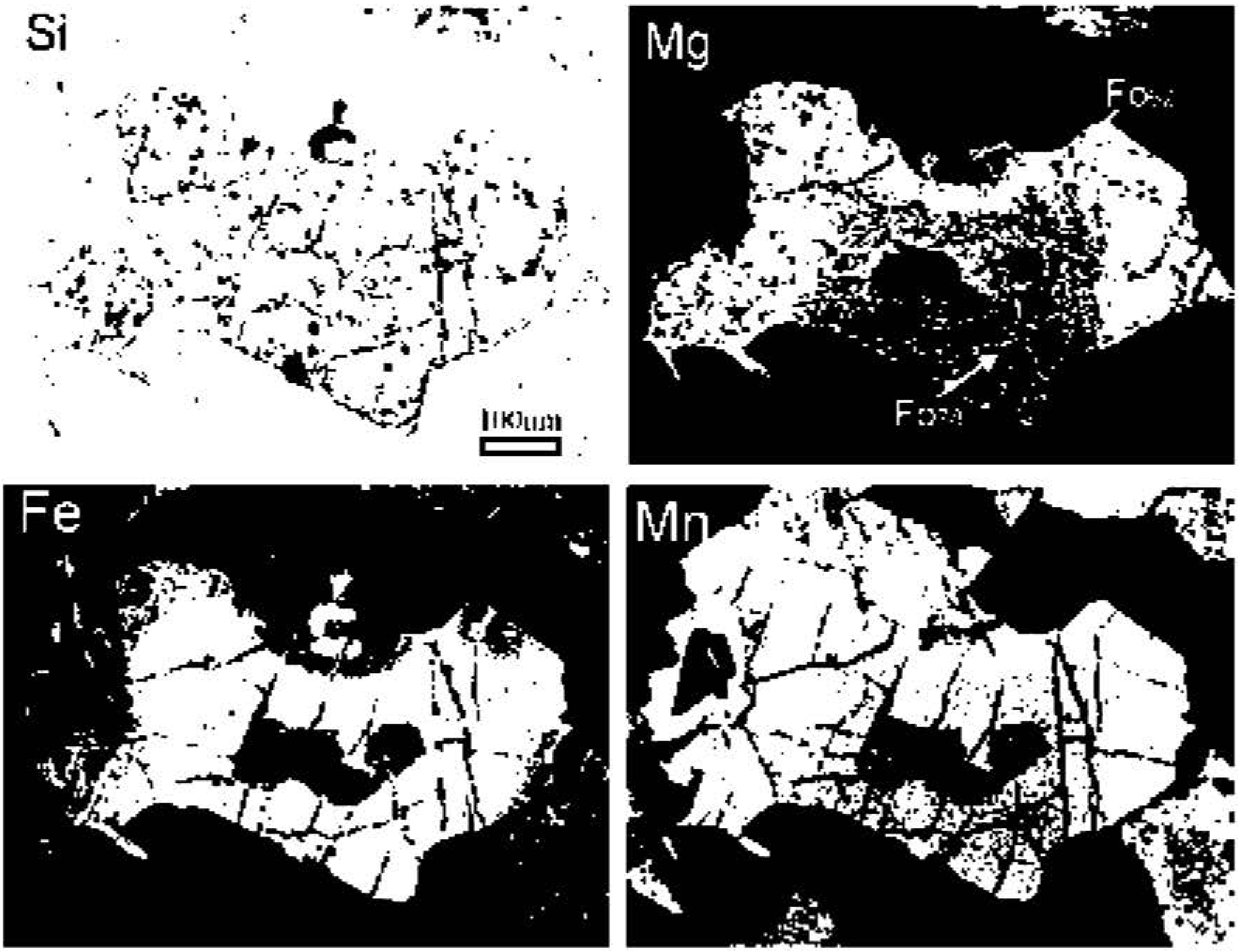


Рис. 3.13. Зональные оливины Микчангдинского массива в характеристическом излучении (микрозонд Cameca SX 100): Si Kα, Mg Kα, Fe Mg Kα, Mn Kα

(Fe и Mg) с градиентом по Fo 8-10 мол. %. (Kamenetsky et al., 2008). Поэтому находка в магматических породах Норильского района зональных оливинов, в которых разница между центром и периферией зерен составляет более 20 мол. % Fo, - явление уникальное не только для данного региона, но и для других ультрабазит-базитовых комплексов мира.

Наблюдаемая контрастная зональность в оливинах, пироксенах и плагиоклазах массива свидетельствует о том, что скорость остывания пород сильно превышала скорость остывания других интрузивов этого комплекса, распространенных в других частях района. Можно предположить, что это было обусловлено несколькими факторами. Во-первых, высокой скорости остывания массива способствовало структурное положение изученных габбро-долеритов, а именно их локализация в северном периклинальном обрамлении жесткого Хантайско-Рыбнинского вала, где происходило стремительное внедрение магмы по системе вертикальных трещин и ее приповерхностное остывание. Мы не имеем точных сведений о морфологии массива, однако его мощность не могла превышать 100 м, а, возможно, была существенно меньше за счет наклонного залегания интрузива. Во-вторых, дополнительным фактором быстрого охлаждения габброидов явилось внедрение расплава в непрогретые вмещающие породы, поскольку этот блок не был насыщен многочисленными интрузивными телами норильского комплекса, как это имело место в Хараелахской или Норильской мульдах, где локализованы крупные месторождения. В третьих, формирование интрузива происходило в пределах крупной палеоантиклинальной структуры – Хантайско-Рыбнинского вала, где породы туфо-лавовой толщи либо были маломощные, либо отсутствовали вообще. Таким образом, образование интрузива, вскрытого скв. МВ-48, произошло близко к палеоденудационной поверхности. Между тем, становление массивов внутри Норильской мульды осуществлялось уже во время (или сразу же после) образования базальтов.

Указанное сочетание геологических факторов привело к появлению уникальных зональных оливинов в ультрабазит-базитовом интрузиве района. Обнаружение незональных или очень слабо зональных кристаллов оливина в пикритовых габбро-долеритах объясняется присутствием некоторого количества интрателлурической фазы в расплаве при его внедрении в камеру кристаллизации – оливина и, возможно, плагиоклаза. Именно длительность нахождения части кристаллов в магме, образовавшихся по мере ее продвижения к поверхности, способствовала переуравновешиванию внутренних и внешних частей кристаллов и образованию гомогенных зерен.

В целом же состав оливина закономерно меняется по разрезу Микчангдинского массива и хорошо согласуется с составом пород: наиболее магнезиальные зерна установлены в нижних и верхних пикритовых габбро-долеритах, в которых мольная доля форстеритовой составляющей достигает 82.8 мол. %, а самые железистые – в верхней части оливинсодержащих габбро-долеритов (51.0 мол. % Fo). Содержания NiO в оливинах безрудных пород постепенно возрастают от 0.05 мас. % до 0.18 мас. % с увеличением магнезиальности минерала, а в нижней части массива, где появляется сульфидная вкрапленность, наблюдается обратная картина – устанавливается закономерное возрастание концентраций никеля с ростом железистости оливина. В результате на диаграмме NiO-Fo можно видеть 2 противоположно направленных тренда (рис. 3.14). Обогащение никелем оливина нижних горизонтов, вероятно, является результатом длительного равновесия минерала с сульфидным расплавом, при котором происходит перераспределение никеля из сульфидного расплава в минерал. Аналогичная тенденция наблюдается и для других рудоносных массивов Норильского района. Следует подчеркнуть, что в верхних пикритовых горизонтах такой тенденции не наблюдается, для оливинов из этого горизонта характерен свой собственный тренд. Несмотря на высокую магнезиальность, они являются довольно низконикелевыми по сравнению даже с аналогичными оливинами из оливиновых габбро-долеритов.

Концентрации кальция сильно варьируют в изученных оливинах (от 0.08 до 0.42 мас.%,) и не обнаруживают корреляции с главными элементами. Вполне возможно, что это объясняется тем, что происходит его перераспределение с окружающим его клинопироксеном. Содержания марганца показывают прямую пропорциональную зависимость от содержаний железа в оливине.

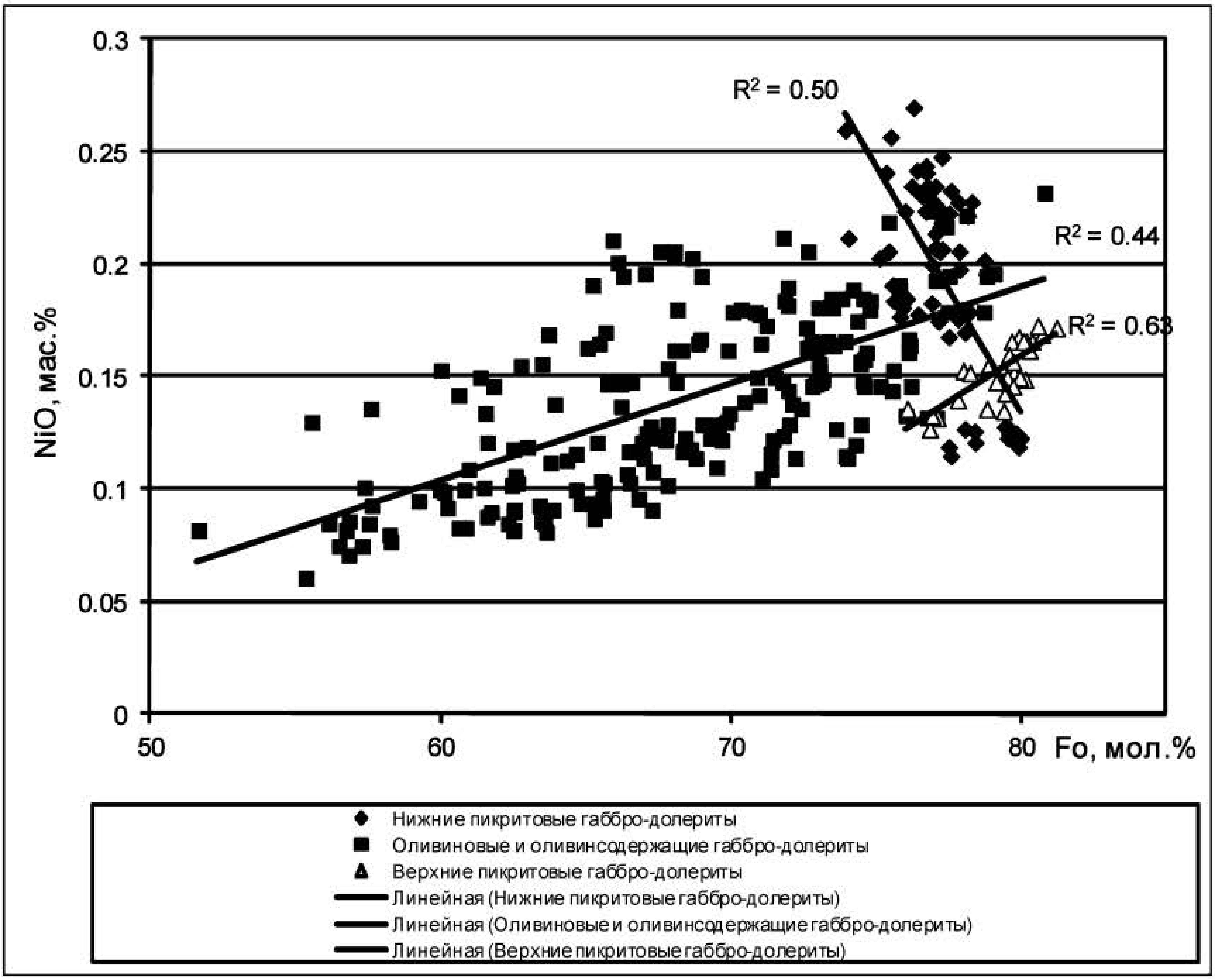


Рис. 3.14. Диаграмма NiO – Fo для оливинов Микчангдинского массива

Плагиоклаз в преобладающем типе рассмотренных пород является самой ранней ликвидусной фазой (единственной, или устанавливается его котектическая кристаллизация с оливином). По внутреннему строению наблюдается его сходство с оливином: в пикритовых габбро-долеритах он представлен крупными таблитчатыми гомогенными кристаллами, а в оливиновых и оливинсодержащих разновидностях – зональными лейстовидными кристаллами. Состав его также меняется, как и состав оливина: в пикритовых габбро-долеритах анортитовая составляющая равна 78-80 мол. %, в то время как в оливинсодержащих разновидностях пород разница между центром и периферией зерна может составлять 22 -24 и даже 30 номеров.

Пироксен установлен в породах в виде двух разновидностей – моноклинного и ромбического. Первый существенно доминирует в породах и образует пойкилитовые зерна, в которые часто включены кристаллы плагиоклаза и/ или оливина. Состав его закономерно меняется по разрезу интрузива, причем наиболее магнезиальные зерна устанавливаются в пикритовых габбро-долертах, при этом их Mg#=80 равна магнезиальности оливина в этих породах. Но в целом магнезиальность пироксена в породах массива (в оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритах) выше, чем таковая оливинов. Для пироксенов, как и для оливинов, также типична контрастная зональность, при которой краевые части зерен отличаются от центральных по магнезиальности на 16 единиц. Главными примесными элементами в клинопироксенах являются титан и хром. Содержания TiO_2 достигают 1.68 мас. %, а Cr_2O_3 – 0.63 мас. %. Ортопироксен встречается чаще всего в виде кайм вокруг оливина, его магнезиальность существенно ниже, чем магнезиальность клинопироксена, максимальное ее значения составляет 62.72 в минерале из оливиновых габбродолеритов, а в пикритовых разновидностях Mg # = 76-77. Среди второстепенных минералов в породах, особенно в наиболее магнезиальных их разновидностях, присутствует хроммагнетит и ильменит.

3.2. Геохимичесая типизация интрузивных пород

Геохимические особенности пород были изучены для ультрабазит-базитовых пород нормальной щелочности, т.е. трех комплексов – огнерского, норильского (с подпитпами), далдыканского и ряда массивов неизвестной формационной принадлежности (табл.3.1), исключая ергалахский из-за его субщелочного состава, не требующего дополнительной диагностики. Большое внимание при этом было уделено наряду с известными месторождениями (Талнах, Хараелах, Норильск1) малоизученным ранее или вообще не освещенным в литературе массивам Норильской мульды и Микчангдинской площади, которые представляются наиболее перспективными в отношении обнаружения оруденения, а также массивам Вологочанской мульды. Все исследованные массивы перечислены в таблице 3.1 с указанием скважин, по которым были выполнены аналитические работы, или номеров точек наблюдения по коренным обнажениям. Например, ОВ-36 - номера скважин, по которым изучены соответствующие массивы (если в скважине вскрыт не один интрузив, то указана глубина его пересечения в метрах – МД-50/1000), кор. обн. – образцы отобраны из коренных обнажений (т.н. – соответствует точка наблюдения на 1:50000 карте фактмата Микчангдинской площади, Михайлов и др., 2003ф) или рудника «Медвежий ручей» (р-к МР, МЖК – межкарьерное пространство). Основная часть анализов дана в приложении 2, часть данных для разных типов массивов приведена в таблицах 3.2 -3.5.

При рассмотрении базит-ультрабазитовых пород различных комплексов обращает на себя внимание близость петрохимических характеристик всех изученных массивов. На серии диаграмм Харкера (рис.3.15) отчетливо видно, что вариации главных компонентов очень велики, что наиболее типично для дифференцированных массивов норильского комплекса, в частности, относимых к норильскому типу (массивы первой группы – с уникальными рудами). Вариации главных компонентов в слагающих их породах отмечаются в следующих пределах (%): SiO_2 – 40-55, MgO = TiO_2 -0.2 -2.9 , FeO – Na_2O. Составы пород интрузивных комплексов (включая далдыканский и огонерский) укладываются в единый тренд в координатах MgO – TiO_2 , FeO, SiO_2 и др. Для примера приведены две диаграммы (рис. 3.15), отражающие вариации кремния (рис. 3.15 А) и титана (рис. 3.15Б). Одним из наиболее информативных элементов является титан, по повышенному содержанию которого, в частности, выделяются отчетливо

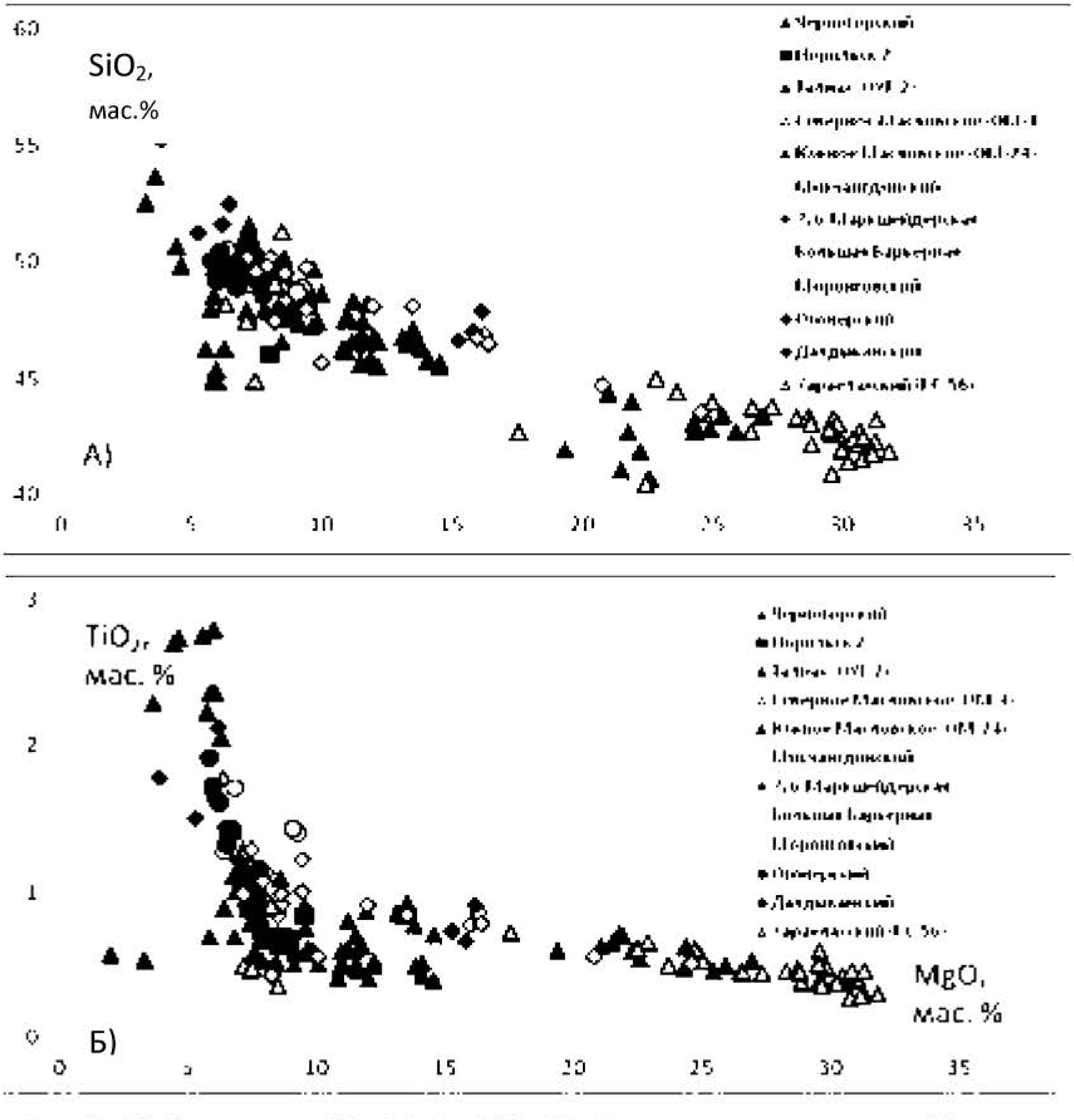


Рис. 3. 15. Диаграммы SiO_2-MgO и TiO_2-MgO для интрузивных пород Норильского района

Таблица 3.2. Состав пород интрузивов Норильского комплекса с богатыми рудами

№ пп	1	2	3	4	5	6	11	12	13	14	15	16
№ обр.	462	463.6	466.4	469.7	471.6	474.7	1240	1272.8	1287	1311.8	1316.4	1329
SiO_2	48.23	41.8	39.07	42.6	42.7	50.33	46.53	47.81	49.06	49.15	48.23	42.25
TiO_2	1.11	0.89	0.90	0.48	0.46	0.95	0.53	0.89	0.86	1.05	0.89	0.40
Al_2O_3	15.36	12.06	13.89	12.55	16.28	16.84	22.08	16.66	18.79	17.66	18.56	0
FeO	10.77	14.09	13.71	14.39	12.89	8.86	6.12	9.52	8.53	10.53	10.21	0
MnO	0.17	0.13	0.08	0.18	0.16	0.16	0.14	0.17	0.16	0.17	0.17	0.00
MgO	9.08	17.2	14.74	16.28	13.07	6.07	3.67	8.28	6.65	7.67	8.22	24.1
CaO	10.35	5.95	6.83	7.6	9.21	9.98	14.37	13.10	12.48	9.65	9.81	8.04
Na_2O	1.98	0.74	0.9	0.78	1.05	2.67	2.62	1.76	2.12	1.32	1.54	0.6
K_2O	0.41	0.31	0.37	0.17	0.29	1.66	0.33	0.37	0.29	0.56	0.46	0
P_2O_5	0.12	0.12	0.10	0.06	0.06	0.28	0.05	0.12	0.07	0.1	0.12	0
ППП	0.12	0.33	0.93	1.7	1.05	0.15	4.56	0.56	1.04	1.81	1	0
Sc	21.73	8.45	6.37	8.46	8.95	17.63	14.8	37.7	37.0	22.3	19.0	22.4
Ti	5131	4318	3610	2717	3146	4321	2825	4755	4785	5885	4830	2515
V	213	389	394	122	142	116	104	189	191	216	171	148
Cr	568	28900	23061	473	247	162	171	704	529	188	221	3340
Co	51	114	132	156	114	38	27	51	45	53	55	257
Ni	253	1245	1516	1577	1445	427	229	254	183	261	265	10681
Cu	96	786	1867	3986	2833	140	708	2120	334	273	363	20600
Rb	11.8	11.4	12.0	6.1	9.7	37.2	16.7	9.3	12.7	17.6	16.3	5.5
Sr	190	120	135	148	177	350	127.4	251.8	325.4	255.3	252.4	90.4
Y	17.9	11.9	10.9	8.6	9.5	20.1	12.1	19.9	19.3	20.5	20.1	15.8
Zr	71.3	56.1	47.6	33.1	34.5	140.9	40.6	62.6	62.0	72.0	71.5	48.6
Nb	3.48	2.95	2.43	1.64	1.88	9.16	2.91	4.25	4.21	4.61	4.71	5.15
Cs	0.652	0.956	0.607	0.120	0.435	0.767	0.29	0.67	0.60	0.63	0.85	0.53
Ba	133	118	107	206	78	394	72	89	152	142	130	60
La	6.78	5.79	5.24	2.95	3.65	18.73	4.60	5.41	5.75	7.04	7.84	5.33
Ce	15.7	13.1	12.0	6.9	8.3	40.6	10.9	12.9	13.6	16.6	18.0	12.5
Pr	2.16	1.72	1.54	0.95	1.13	5.10	1.43	1.72	1.79	2.15	2.28	1.64
Nd	10.0	7.5	7.2	4.4	5.2	21.2	6.32	8.27	8.19	9.83	9.95	7.55
Sm	2.73	2.02	1.80	1.29	1.45	4.50	1.52	2.27	2.23	2.56	2.48	1.91
Eu	0.91	0.63	0.56	0.51	0.60	1.51	0.76	0.81	0.81	0.88	0.87	0.51
Gd	3.18	2.16	2.03	1.56	1.67	4.50	1.64	2.61	2.55	2.98	2.74	2.21
Tb	0.56	0.38	0.34	0.26	0.31	0.69	0.28	0.46	0.45	0.50	0.47	0.36
Dy	3.53	2.42	2.20	1.73	1.93	4.09	1.86	3.09	2.99	3.43	3.04	2.45
Ho	0.78	0.50	0.46	0.38	0.43	0.83	0.41	0.70	0.68	0.80	0.71	0.56
Er	2.11	1.38	1.34	1.07	1.20	2.17	1.11	1.80	1.79	2.10	1.88	1.47
Tm	0.33	0.22	0.20	0.16	0.18	0.31	0.16	0.27	0.26	0.31	0.28	0.21
Yb	1.98	1.34	1.21	1.06	1.15	1.93	1.03	1.72	1.68	2.02	1.76	1.33
Lu	0.30	0.21	0.19	0.16	0.18	0.30	0.16	0.25	0.25	0.30	0.27	0.20
Hf	2.00	1.53	1.33	0.97	1.02	3.33	1.01	1.67	1.59	1.96	1.85	1.24
Ta	0.24	0.20	0.20	0.13	0.13	0.56	1.46		0.64	0.63	0.46	0.96
Pb	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	н/о	45.3	31.7	31.4	33.1	32.0	68.7
Th	1.36	1.40	1.18	0.90	0.89	2.36	0.71	0.85	1.00	1.19	1.28	0.79
U	0.36	0.30	0.29	0.19	0.20	0.52	0.32	0.33	0.40	0.48	0.48	0.31

Окончание таблицы

№ пп	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27
№ обр.	1333.6	1353.7	1357	1360.3	1085.6	1130.3	1181.6	1200	1216.3	1221.2	1230
SiO_2	39.9	49.3	47.6	49.1	50.25	47.21	46.79	46.69	36.16	32.97	43.34
TiO_2	0.49	1.08	1.36	2.00	1.37	1.47	0.71	0.72	0.82	0.36	0.54
Al_2O_3	7.56	15.6	14.78	14.58	14.66	13.45	17.32	17.32	9.32	6.97	14.01
FeO	18.17	11.28	13.48	17.84	11.7	13.96	8.8	9.56	18.15	21.55	6.75
MnO	0.23	0.22	0.23	0.18	0.24	0.24	0.15	0.16	0.29	0.23	0.15
MgO	22.72	8.04	6.65	3.96	6.4	6.28	8.86	10.05	15.33	17.89	6.64
CaO	5.16	9.92	10.12	7.06	10.82	10.1	10.98	10.84	6.63	4.17	9.22
Na_2O	0.64	2.22	3	2.13	2.83	2.32	1.98	1.81	1. 1	0.93	1.94
K_2O	0.15	0.46	0.69	0.61	1.25	0.83	0.49	0.46	0.24	0.32	0.79
P_2O_5	0.12	0.2	0.11	0.09	0.113	0.25	0.14	0.15	0.104	0.036	0.14
ППП	3.83	1.51	1.34	3.22	1.67	0.9	0.14	0.19	4.38	6.32	2.01
Sc	20.4	30.9	34.8	22.9	40.0	44.1	26.4	23.4	20.0	10.1	23.3
Ti	2515	4385	7130	10525	7850	8832	4807	4562	4868	2198	2735
V	127	178	263	363	301	345	182	178	201	87	196
Cr	2700	254	152	68	284	26	380	938	6814	484	294
Co	186	143	108	85	43	49	47	52	241	303	208
Ni	4070	3510	2409	1966	93	56	254	287	6450	8706	7097
Cu	5060	4720	3320	7350	59	158	134	91	7774	10599	12086
Rb	5.3	15.6	23.1	20.5	40.8	23.4	14.7	3.4	9.6	12.7	6.4
Sr	88.1	268.9	236.2	195.2	411.1	250.3	267.7	230.3	134.3	92.8	275.2
Y	13.5	25.5	23.9	29.1	28.3	30.1	17.0	14.5	30.8	7.7	16.1
Zr	41.5	81.8	71.8	146.9	92.5	98.8	61.0	58.8	74.8	27.4	46.4
Nb	2.75	3.99	4.11	5.47	4.70	4.94	2.78	2.85	3.42	1.54	2.20
Cs	0.68	0.70	0.75	0.86	0.83	0.84	0.74	0.47	0.80	1.00	0.38
Ba	48	128	135	99	505	219	154	130	121	84	170
La	3.60	7.22	6.83	10.50	8.91	9.87	5.41	4.87	170.87	2.75	20.09
Ce	8.5	16.9	16.5	22.9	20.7	22.7	12.7	11.9	308.5	6.3	31.8
Pr	1.12	2.19	2.33	3.07	2.80	3.05	1.74	1.60	31.93	0.81	5.97
Nd	5.27	10.28	11.07	13.65	12.71	13.92	7.92	7.29	96.16	3.58	22.04
Sm	1.42	2.74	3.01	3.52	3.48	3.74	2.12	1.95	11.88	0.95	3.01
Eu	0.44	1.00	1.05	1.34	1.18	1.41	0.80	0.75	2.63	0.36	1.13
Gd	1.70	3.15	3.35	3.90	4.10	4.48	2.53	2.29	6.92	1.14	2.38
Tb	0.30	0.56	0.57	0.66	0.70	0.76	0.44	0.39	0.90	0.19	0.39
Dy	2.01	3.78	3.86	4.42	4.56	5.01	2.85	2.61	4.71	1.23	2.38
Ho	0.46	0.87	0.85	1.02	0.98	1.07	0.62	0.55	0.91	0.26	0.48
Er	1.26	2.35	2.26	2.84	2.76	3.02	1.73	1.56	2.45	0.74	1.33
Tm	0.19	0.35	0.34	0.43	0.41	0.46	0.26	0.24	0.34	0.11	0.20
Yb	1.21	2.20	2.16	2.84	2.60	2.85	1.63	1.52	2.00	0.74	1.29
Lu	0.19	0.34	0.32	0.43	0.40	0.44	0.25	0.23	0.29	0.11	0.19
Hf	1.10	2.14	1.93	3.69	2.41	2.71	1.70	1.61	2.11	0.72	1.32
Ta	0.15	0.39	0.57	0.60	0.33	0.35	0.21	0.22	0.27	0.10	0.16
Pb	33.4	21.3	25.7	27.2	2.8	1.1	2.2	4.8	147.6	12.5	15.3
Th	0.64	1.14	1.28	3.22	1.25	1.36	0.82	0.69	1.02	0.32	4.82
U	0.24	0.45	0.45	0.94	0.56	0.58	0.37	0.35	0.47	0.16	0.52

Примечания: 1. №№ пп 1-6 - Интрузив Норильск 1 (№ обр. - глубина по скв. МН-7), 11-20 – Хараелахский интрузив (№ обр. - глубина по скв. ТГ-21); 21-27 - Талнахский интрузив (№ обр. - глубина по скв. ОУГ-2); н/о -элемент не определялся; здесь и в табл. 3-7 содержания окислов - в мас. %, элементов - в г/т, ППП - потери при прокаливании

Таблица 3.3 .Состав пород норильского комплекса. Средние и мелкие месторождения

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр.	116.5	112.7	197.6	202.4	121.4	103.6	126.8	129.3	Н II-1
SiO_2	49.36	49.22	47.40	48.00	49.09	49.28			45.31
TiO_2	0.53	0.57	0.59	0.69	0.57	0.63	0.71	0.82	0.80
Al_2O_3	19.04	19.08	19.97	20.79	19.75	16.59	14.25	13.24	16.81
FeO	7.21	7.40	9.00	8.19	7.26	8.63			11.11
MnO	0.12	0.18	0.19	0.16	0.18	0.18			0.17
MgO	7.75	7.60	9.11	7.79	7.50	8.68			6.84
CaO	13.94	14.11	11.50	12.34	14.01	14.12			12.88
Na2O	1.72	1.79	1.83	1.78	1.67	1.56			1.91
K2O	0.44	0.40	0.53	0.49	0.30	0.41	0.3	0.2	0.43
P_2O_5	0.06	0.06	0.06	0.09	0.07	0.06			0.10
ППП	0.77	0.79	1.12	0.66	0.87	0.92			1.76
Сумма	100.93	101.19	101.30	100.98	101.27	101.06			98.11
Rb	11.09	8.15	11.88	10.69	6.88	8.62	1.23	0.96	11.3
Ba	116	126	128	163	80	144	96	57	159
Th	0.47	0.48	0.46	0.78	0.52	0.42	0.66	0.50	1.43
U	0.19	0.20	0.17	0.31	0.21	0.17	0.38	0.28	0.39
Nb	1.80	1.88	1.87	3.01	1.94	1.99	3.00	2.18	4.03
Ta	0.11	0.12	0.12	0.18	0.11	0.12	0.22	0.17	0.32
La	3.59	4.78	4.03	6.90	3.32	3.54	5.34	3.89	6.87
Ce	8.12	9.64	8.80	14.36	7.84	8.45	12.92	9.18	15.9
Pb	1.80	2.98	1.97	2.51	3.06	3.88	34.82	34.49	н/о
Pr	1.13	1.22	1.19	1.79	1.09	1.18	1.72	1.28	2.12
Sr	294	342	317	405	257	312	255	219	195
Nd	5.40	5.50	5.60	8.00	5.07	5.71	8.06	5.99	9.7
Sm	1.52	1.52	1.56	2.07	1.41	1.64	2.17	1.65	2.59
Zr	36.8	37.1	30.5	58.0	36.5	32.4	61.0	45.7	72.1
Hf	0.97	1.05	0.87	1.55	0.94	0.86	1.61	1.22	2.01
Eu	0.59	0.63	0.64	0.74	0.60	0.63	0.88	0.65	0.91
Ti	3250	3468	3571	4117	3433	3740	4404	3644	4058
Gd	1.88	1.93	1.89	2.44	1.68	1.96	2.65	1.94	2.97
Tb	0.31	0.33	0.32	0.41	0.28	0.35	0.45	0.33	0.53
Dy	2.09	2.15	2.15	2.66	1.95	2.31	2.88	2.20	3.25
Ho	0.43	0.45	0.42	0.54	0.40	0.46	0.62	0.47	0.70
Y	11.6	11.9	11.6	14.7	10.8	12.4	16.2	12.8	16.1
Er	1.25	1.24	1.28	1.57	1.17	1.28	1.74	1.32	1.99
Tm	0.18	0.18	0.18	0.22	0.15	0.19	0.26	0.20	0.29
Yb	1.23	1.22	1.23	1.51	1.14	1.23	1.65	1.26	1.86
Lu	0.17	0.19	0.18	0.22	0.17	0.19	0.24	0.19	0.28
V	182	186	165	171	182	234	169	141	157
Co	37.6	36.7	51.1	43.5	38.7	43.8	38.5	67.4	100
Ni	128	119	245	191	156	169	216	944	1537
Cu	95	112	92	172	126	142	193	1057	1588

Примечания: N 1-6 - Черногорский массив (скв. Ч-55), 7-9 -Норильск 2 (7-8 - скв. МН-18), 9 - коренное обнажение.

Таблица 3.4. Состав пород норильского комплекса (слабо оруденелые и безрудных интрузивы).

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	905	980	991.6	1005	1044	1070.2	1093.5	1096.5	1169.9	1189	1216.4
SiO_2	48.58	48.12	47.06	48.4	48.38	48.37	44.47	44.7	48.78	47.89	47.69
TiO_2	1.09	1.19	1.02	1.08	0.91	1.08	0.67	0.58	1.06	0.96	1.15
Al_2O_3	15.22	14.38	14.73	14.97	15.15	14.61	14.12	13.68	15.41	15.7	14.93
FeO	11.11	11.03	10.59	10.92	9.85	11.32	10.19	11.04	10.35	10.16	11.2
MnO	0.17	0.19	0.22	0.20	0.15	0.18	0.16	0.19	0.16	0.18	0.19
MgO	8.59	8.35	8.31	8.7	9.17	9.6	13.56	14.52	8.28	8.71	7.95
CaO	10.09	10.57	12.18	10.76	11.46	10.61	9.44	7.62	8.16	12.09	11.18
Na2O	2.03	2.13	2.12	1.43	2.53	1.66	1.04	1.13	1.95	2.05	1.82
K2O	1.28	0.76	0.53	1.29	0.52	0.53	0.61	0.52	2.71	0.55	0.91
P2O5	0.12	0.14	0.12	0.12	0.08	0.12	0.11	0.08	0.12	0.11	0.13
ППП	1.86	2.52	2.98	2.04	1.73	1.82	5.39	5.84	2.8	1.06	2.06
Cs	0.85	0.93	3.71	1.80	0.88	1.28	1.41	1.26	0.84	1.09	4.50
Rb	29.6	27.7	23.7	31.3	15.9	14.8	17.9	14.8	68.8	15.9	26.2
Ba	200	390	237	372	171	142	194	144	291	167	206
Th	1.16	1.25	1.05	1.10	0.77	1.10	0.97	0.60	1.12	1.10	1.20
U	0.45	0.48	0.47	0.40	0.48	0.42	0.50	0.23	0.49	0.45	0.44
Nb	3.96	3.98	4.66	3.48	2.51	3.49	2.85	1.81	3.30	3.14	3.32
Ta	0.35	0.29	0.30	0.26	0.22	0.28	0.24	0.19	0.31	0.29	0.33
La	7.62	7.81	6.47	6.78	5.28	6.81	6.22	3.98	6.68	6.35	8.50
Ce	17.2	18.6	15.4	16.3	12.5	16.3	14.2	9.3	15.8	15.3	19.5
Pb	3.7	5.9	6.0	10.1	5.0	4.3	6.4	5.6	4.8	13.7	4.6
Pr	2.29	2.56	2.15	2.26	1.72	2.22	1.87	1.26	2.24	2.14	2.68
Sr	314.2	302.9	316.3	625.3	459.4	299.5	306.5	276.3	835.2	310.6	528.4
Nd	10.52	11.63	9.93	10.46	8.18	10.46	8.29	6.01	10.37	10.12	12.19
Sm	2.83	3.18	2.77	2.96	2.28	2.81	2.12	1.65	2.99	2.91	3.44
Zr	83.6	83.4	70.8	71.9	51.1	76.6	46.2	37.1	73.1	63.9	73.6
Hf	2.33	2.36	2.08	2.18	1.64	2.26	1.37	1.17	2.44	2.22	2.64
Eu	0.98	1.11	1.03	0.99	0.95	1.08	0.69	0.67	0.97	1.03	1.12
Ti	6730	7383	6472	6994	5904	6717	4332	3960	7586	6821	8327
Gd	3.43	3.88	3.51	3.58	2.82	3.49	2.46	1.96	3.55	3.37	4.09
Tb	0.60	0.67	0.60	0.62	0.49	0.61	0.42	0.34	0.62	0.59	0.72
Dy	3.89	4.33	3.86	4.02	3.18	4.01	2.68	2.25	4.05	3.91	4.72
Ho	0.83	0.92	0.82	0.86	0.67	0.84	0.57	0.48	0.89	0.84	1.02
Y	22.9	25.1	22.4	22.2	16.7	21.5	14.8	12.0	22.6	20.8	24.3
Er	2.35	2.63	2.35	2.45	1.90	2.36	1.62	1.33	2.56	2.40	2.90
Tm	0.36	0.39	0.35	0.37	0.28	0.36	0.24	0.20	0.39	0.36	0.45
Yb	2.29	2.52	2.27	2.36	1.78	2.29	1.55	1.30	2.49	2.31	2.88
Lu	0.35	0.38	0.34	0.36	0.27	0.35	0.23	0.20	0.38	0.34	0.44
V	263	270	264	259	249	256	168	149	296	287	322
Cr	195	184	212	191	247	183	172	155	220	208	146
Co	50	48	52	46	47	52	70	80	51	53	55
Ni	43	39	66	47	40	60	199	224	55	51	58
Cu	56	42	133	58	32	62	36	71	163	51	70

Примечания: № пп 1-8 скв. МД-50, 9-11 – МД-57.

Таблица 3.5. Состав пород норильского комплекса. Интрузивы нижнеталнахского типа.

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
№ обр.	786	798	817	831	836	853	868	878.6	891.5	893	888.2
SiO_2	44.73	45.1	45.02	46.4	42.45	45.77	49.88	49.85	51.18	45.26	41.52
TiO_2	0.51	0.46	0.44	0.46	0.50	0.54	0.94	0.96	1.00	0.44	0.37
Al_2O_3	9.44	10.56	10.7	11.23	7.7	9.3	15.05	14.31	14.69	9.86	13.64
FeO	11.23	12.82	12.2	11.53	15.57	13.7	10.62	10.8	10.51	12.66	10.18
MnO	0.20	0.23	0.18	0.22	0.25	0.23	0.23	0.25	0.21	0.29	0.22
MgO	23.91	19.77	21.42	19.32	24.13	20.8	7.74	7.58	7.82	18.05	14.65
CaO	6.45	7.2	6.34	8.04	5.93	7.05	10.66	10.29	10.91	7	8.43
Na2O	0.65	0.7	0.56	0.61	0.75	0.62	1.41	1.6	0.98	0.8	4.92
K2O	0.98	0.36	0.52	0.44	0.33	0.61	1.19	1.26	1.08	0.88	0.79
P2O5	0.06	0.06	0.07	0.05	0	0.09	0.1	0.11	0.09	0.047	0.061
ППП	2.2	2.06	2.7	2.2	4.01	1.04	1.71	1.89	1.14	5.27	4.79
Sc	18.5	17.8	18.1	17.0	16.2	19.4	17.6	20.4	31.1	31.1	31.6
Ti	2505	2395	2500	2065	2280	2470	2480	2855	4980	5455	5365
V	111	108	108	96	103	114	102	126	206	216	207
Cr	182	138	129	303	127	207	226	108	99	86	93
Co	104	105	71	89	110	88	151	105	47	45	45
Ni	646	10	316	463	746	677	1089	594	105	106	116
Cu	373	754	206	622	663	614	1880	503	303	242	245
Rb	35.9	13.2	14.2	13.1	20.3	15.1	12.5	20.7	38.7	39.1	33.3
Sr	95.0	171.8	274.2	191.3	143.5	208.0	151.6	144.8	305.2	299.4	304.2
Y	12.8	10.7	10.8	10.4	10.5	10.9	11.1	13.7	21.7	21.6	21.1
Zr	49.9	41.1	41.8	38.3	45.3	38.7	45.5	40.6	94.1	95.9	88.8
Nb	3.67	3.30	4.52	2.59	3.13	3.25	3.27	4.48	6.81	7.05	7.21
Cs	1.50	0.80	0.61	0.58	0.97	1.06	0.67	1.19	0.89	0.94	1.23
Ba	89	152	98	99	81	210	87	185	258	307	249
La	5.67	5.23	4.90	5.69	4.57	5.45	4.49	7.60	11.30	11.70	12.39
Ce	13.5	11.1	11.2	12.0	12.1	11.7	10.6	15.5	25.0	25.9	26.9
Pr	1.67	1.36	1.35	1.46	1.58	1.44	1.36	1.83	3.03	3.19	3.23
Nd	7.00	5.80	5.86	6.30	6.80	6.19	6.03	7.70	12.95	13.35	13.44
Sm	1.60	1.34	1.41	1.44	1.47	1.51	1.41	1.73	3.04	3.15	3.15
Eu	0.45	0.45	0.47	0.48	0.38	0.53	0.42	0.62	0.90	0.98	0.93
Gd	1.75	1.51	1.48	1.53	1.51	1.63	1.59	1.95	3.31	3.32	3.34
Tb	0.29	0.25	0.24	0.25	0.26	0.26	0.26	0.31	0.54	0.55	0.56
Dy	1.92	1.61	1.60	1.60	1.57	1.70	1.70	2.07	3.48	3.49	3.61
Ho	0.44	0.36	0.36	0.36	0.35	0.40	0.38	0.46	0.79	0.80	0.81
Er	1.16	0.97	0.97	0.96	0.92	1.03	1.04	1.21	2.08	2.12	2.13
Tm	0.17	0.15	0.14	0.14	0.13	0.15	0.15	0.18	0.31	0.31	0.31
Yb	1.09	0.93	0.88	0.89	0.87	0.98	0.95	1.13	1.97	2.01	2.00
Lu	0.16	0.14	0.14	0.13	0.13	0.14	0.14	0.17	0.28	0.29	0.30
Hf	1.23	1.04	1.01	0.93	1.07	1.06	1.18	1.10	2.36	2.47	2.39
Ta	0.66	0.47	0.69	0.15	0.50	1.03	2.82	3.08	0.93	1.38	2.90
Pb	17.3	30.4	34.0	10.2	17.4	42.8	87.2	49.3	26.9	21.1	28.9
Th	1.08	0.86	0.90	0.86	0.86	0.91	0.91	0.99	2.02	2.06	2.13
U	0.29	0.30	0.24	0.34	0.30	0.33	0.29	0.45	0.64	0.64	0.65

Примечания: № пп 1-11 - скв. ТГ-31, 12 -17 -Ф-233, 18-22 -ОП-4.

интрузивы далдыканского коплекса, в меньшей мере - огонерского. Породы первого из названных комплексов действительно располагаются в самом верху общего тренда точек составов, однако некоторые из них близки к составам пород для норильского комплекса, которые нередко встречаются в верхних частях разрезов интрузивных тел с богатым оруденением (феррогаббро). То есть, в данной ситуации, породы далдыканского комплекса могут рассматриваться как продукты наиболее фракционированной части того же исходного расплава, сформировавшего и другие тела. То же самое можно сказать и о породах огонерского комплекса – слабо магнезиальных (5-6 мас.% MgO), с повышенными содержаниями (1,2 – 1,5 TiO_2).

Однако геохимические особенности изученных массивов позволяют их более надежно диагностировать. Все ультрабазит-базитовые массивы нормальной щелочности разбиваются на три неравные группы по содержаниям редких элементам и их соотношениям (Gd/Yb-La/Sm - рис.3.16): дюмталейский, нижнеталнахский и норильский, их геохимические особенности (в том числе и изотопные) совпадают с таковыми гудчихинской, надеждинской и моронговской свит соответственно. К первой группе относятя два массива – Дюмталейский на Южном Таймыре и силл, установленный в карьере «Медвежий ручей» (межкарьерное пространство), ко второй группе – 3 массива: Нижне-Талнахский, Зеленогривский и массив, вскрытый скв. Ф-225 на Фокинской площади (Южно-Норильский рудный узел). Все остальные массивы очень близки между собой и объединяются в одну группу – норильскую. Конкретные спектры основных интрузивов разных типов, которые и должны отвечать комплексам в Норильском районе, приведены на рис. 3.17.

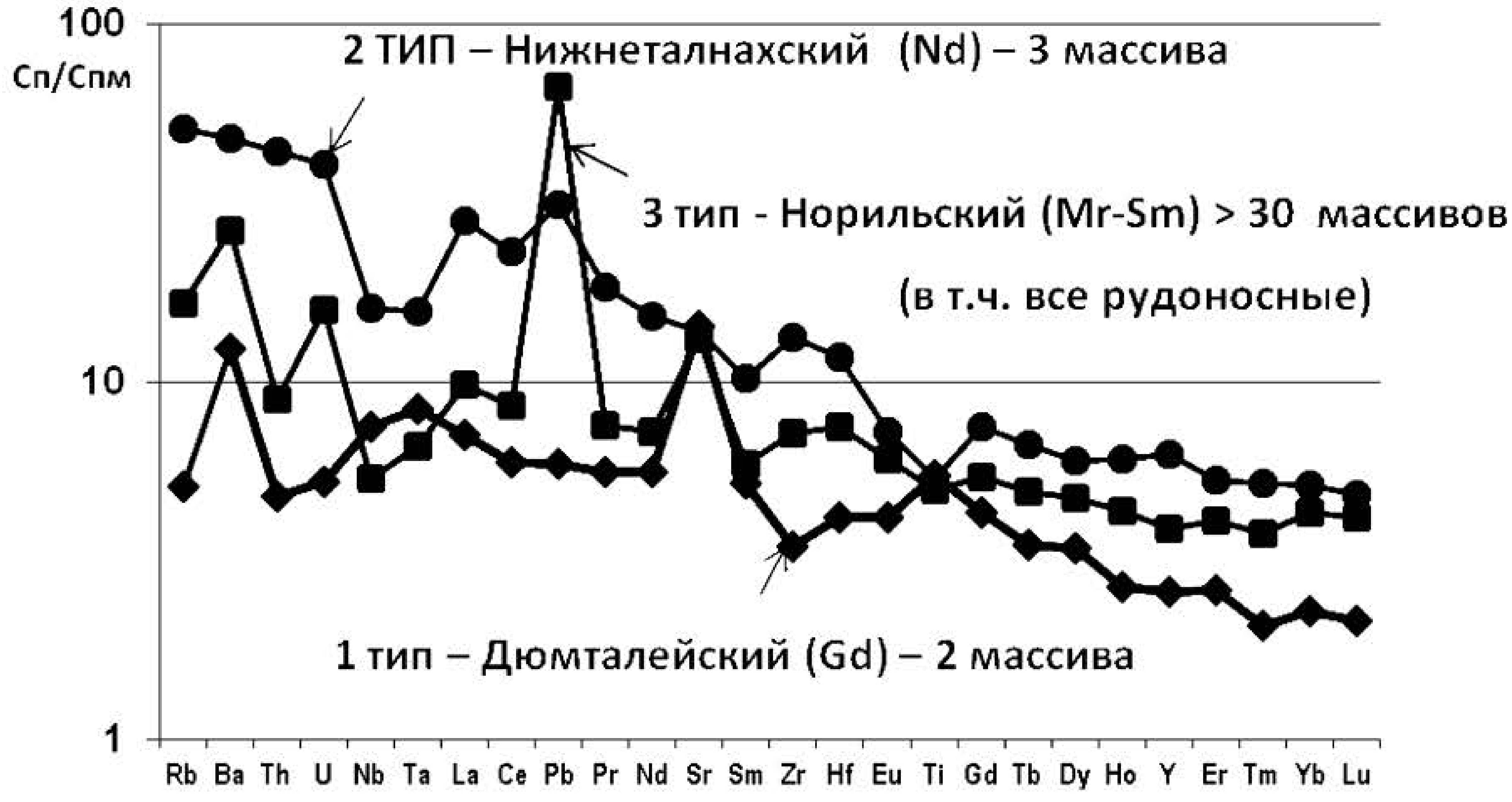


Рис.3.16. Главные геохимические типы интрузивных пород нормальной щелочности

И хотя по магнезиальности и титанистости породы норильского и нижнеталнахского комплексов отличаются от базальтов аналогичных свит (10-16 MgO и $TiO_2 < 1$ мас. %), подразделение интрузивов на соответствующие группы, вероятно, должно проводиться по спектрам распределения редких элементов, близким к этим типам магм. Интрузивы

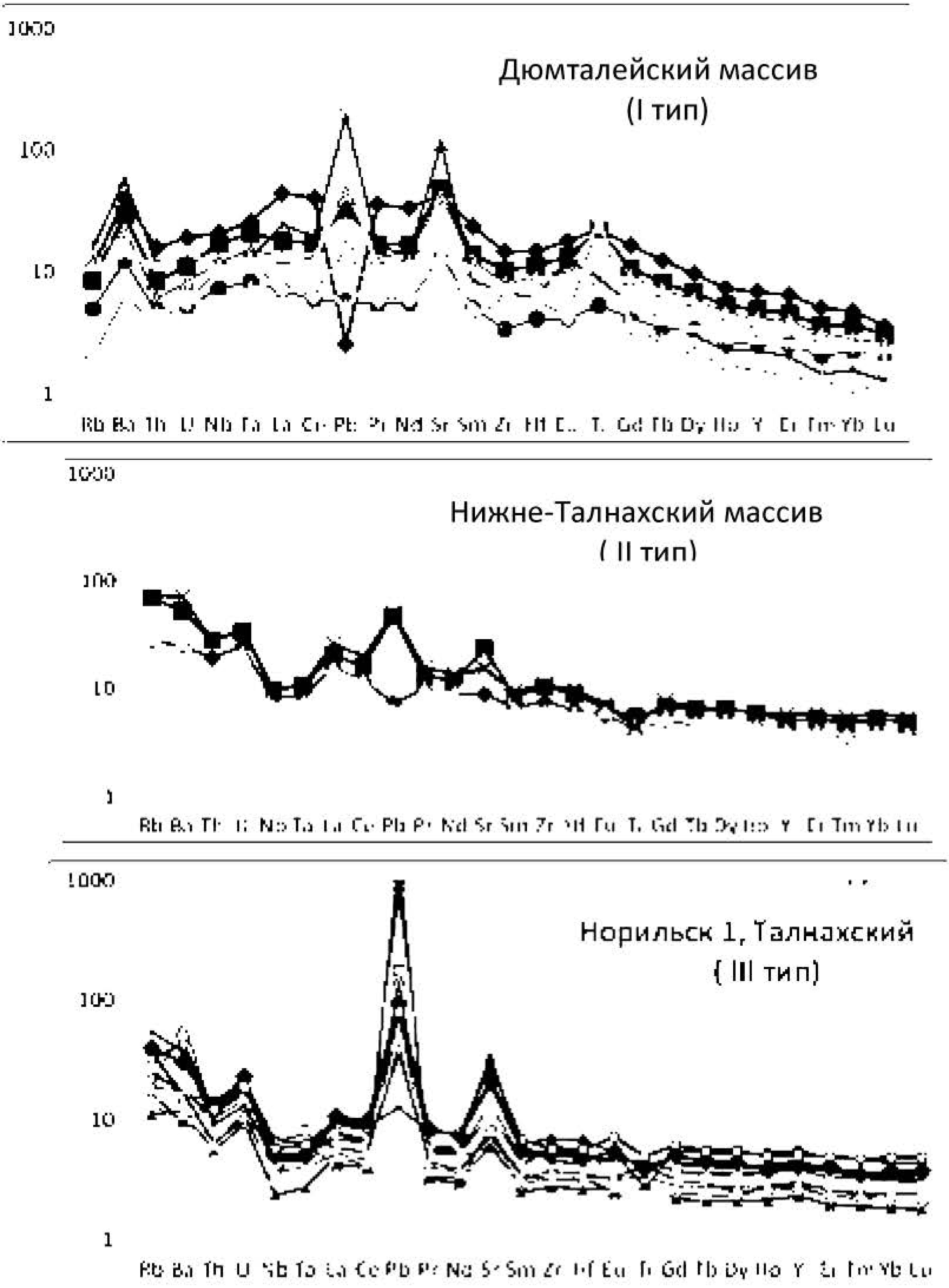


Рис. 3.17. Спектры распределения редких элементов в породах типоморфных массивов основных геохимических типов интрузивов

далдыканского комплекса за счет повышенной титанистости (до 1.8 мас.% TiO_2) могут быть выделены в самостоятельный комплекс или в отдельный тип в пределах норильского комплекса. Между тем, интрузивы разных типов того же комплекса, выделяемые по особенностям строения (зубовский, круглогорский, норильский), не отличаются между собой (рис. 3.18).

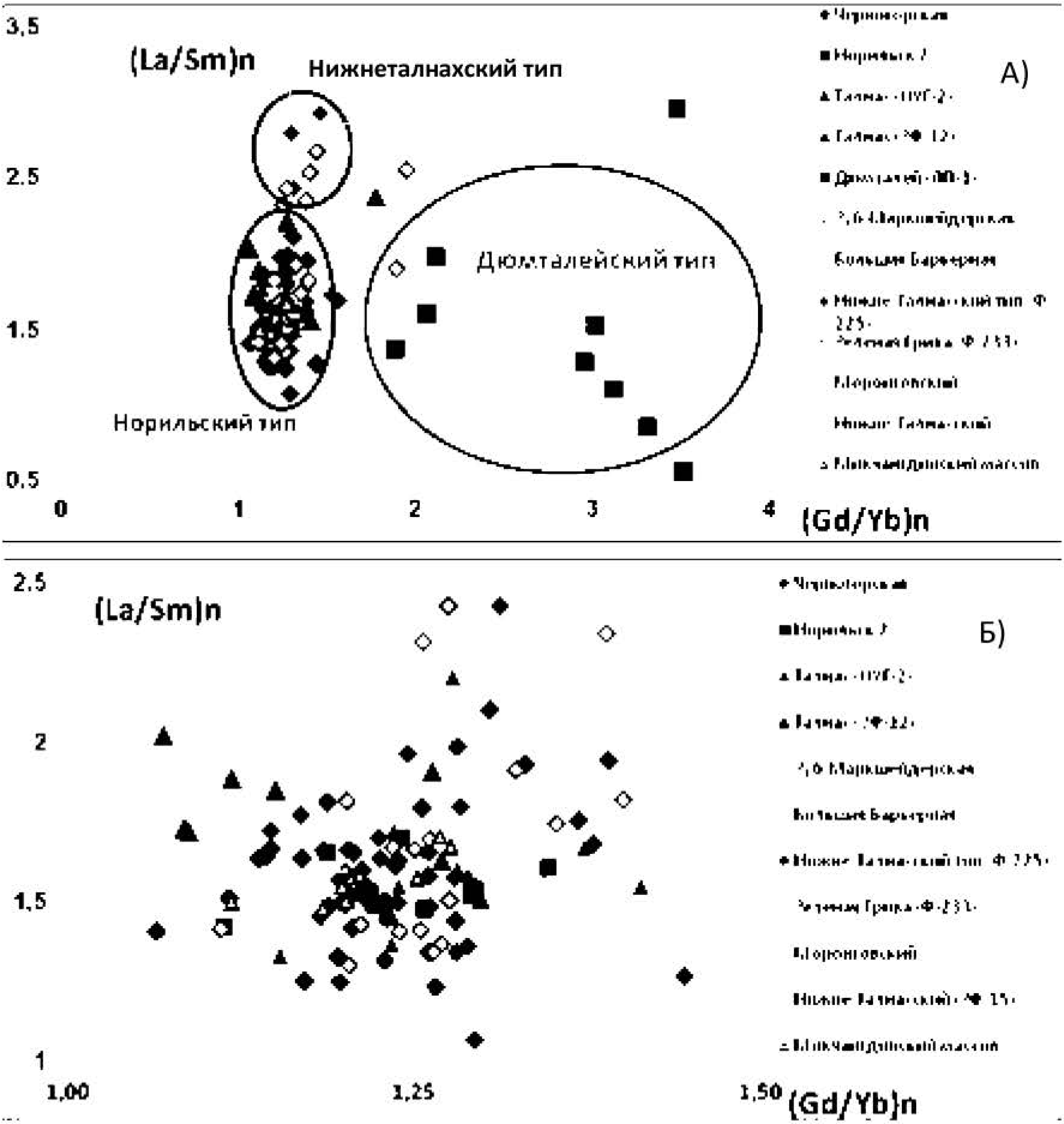


Рис. 3.18 . Диаграммы (La/Sm)n – (Gd/Yb)n для всех интрузивных пород Норильского района (А) и отдельно для норильского типа (Б)

Красными и розовыми значками указаны рудоносные массивы (содержащие месторождения), зелеными и синими – слабо оруденелые.

Точки составов почти всех массивов попадают в поле пород норильского типа (или комплекса) вне зависимости от их внутреннего строения и рудоносности. Это еще нагляднее видно на диаграммах нормированных отношений элементов (к примитивной мантии, по Hofmann, 1988), таких как (Th/Ta)n - (Nb/Ta)n и (U/Nb)n - (Nb/La)n. На них отчетливо обособляется только поле пород Дюмталейского типа, а остальные породы – норильского и нижнеталнахского типов – уже не различаются между собой (рис.3.19).

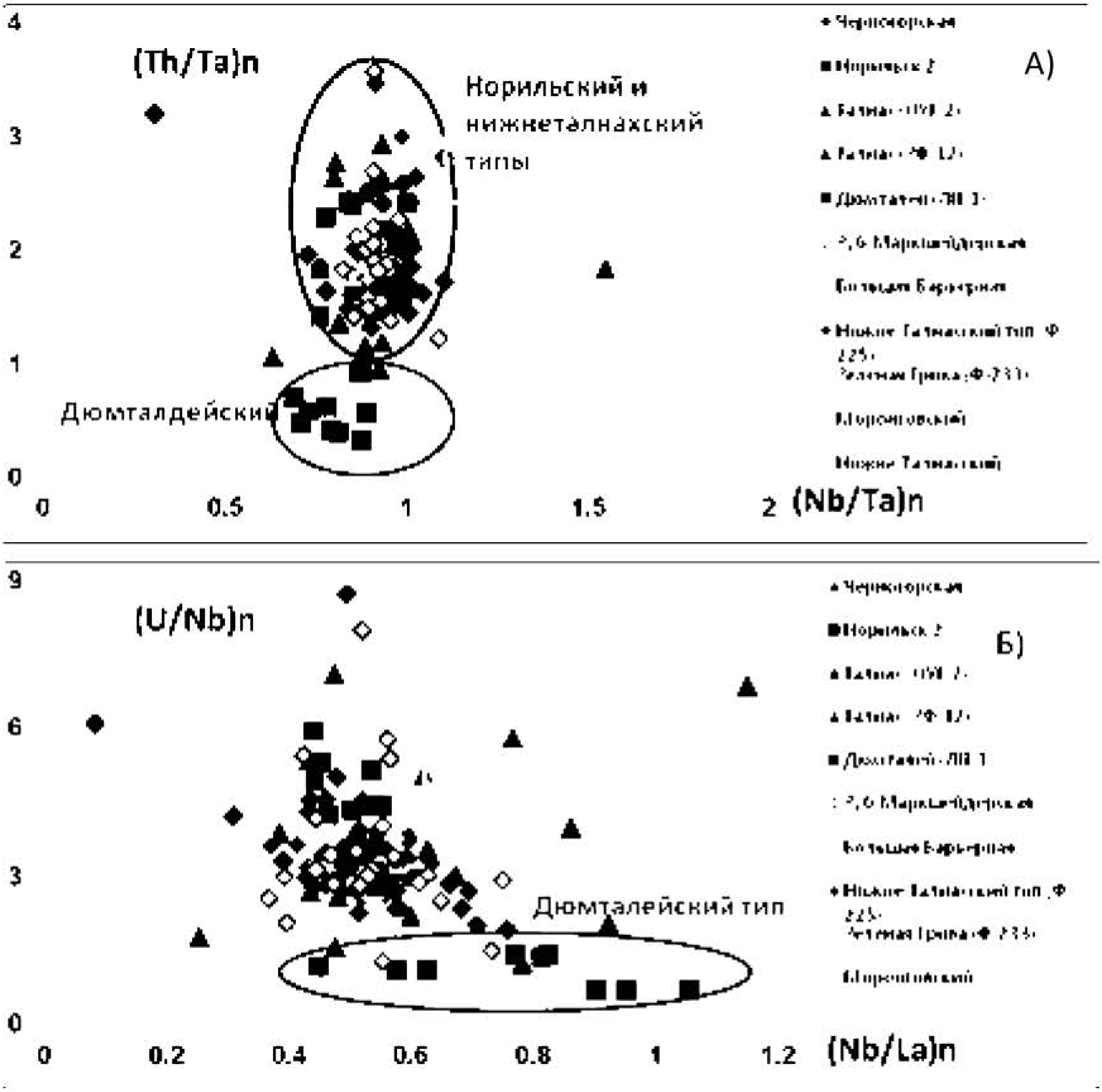


Рис. 3. 19. Диаграммы (Th/Ta)n –(Nb/Ta)n (А) и (U/Yh)n – (Nb/La)n (Б) для главных геохимических типов интрузивных пород

Для сопоставления массивов в данном случае не рассматриваются содержания цветных и благородных металлов, поскольку их концентрации чаще всего связаны с присутствием сульфидов в породах, часто микронных размеров, учесть содержания которых достаточно трудно. Такая работа требует специальных аналитических методов (определение крайне низких – на уровне ppt –содержаний платиновых металлов и золота, например, доступных только дорогостоящим методом изотопного разбавления). Однако это очень интересное направление работ, которое требует дальнейших исследований.

Наиболее важным заключением из проведенных исследований следует независимость геохимического состава пород от наличия или отсутствия в них сульфидной минерализации, т.е. массивы разной степени рудоносности характеризуются одними и теми же геохимическими особенностями. Точки составов их пород образуют единое поле на всех диаграммах (рис.3.18, 3.19).

3.3. Сопоставление геохимических особенностей рудоносных комплексов разных регионов России

Помимо интрузивов Норильского района автором изучались ультрабазит-базитовые

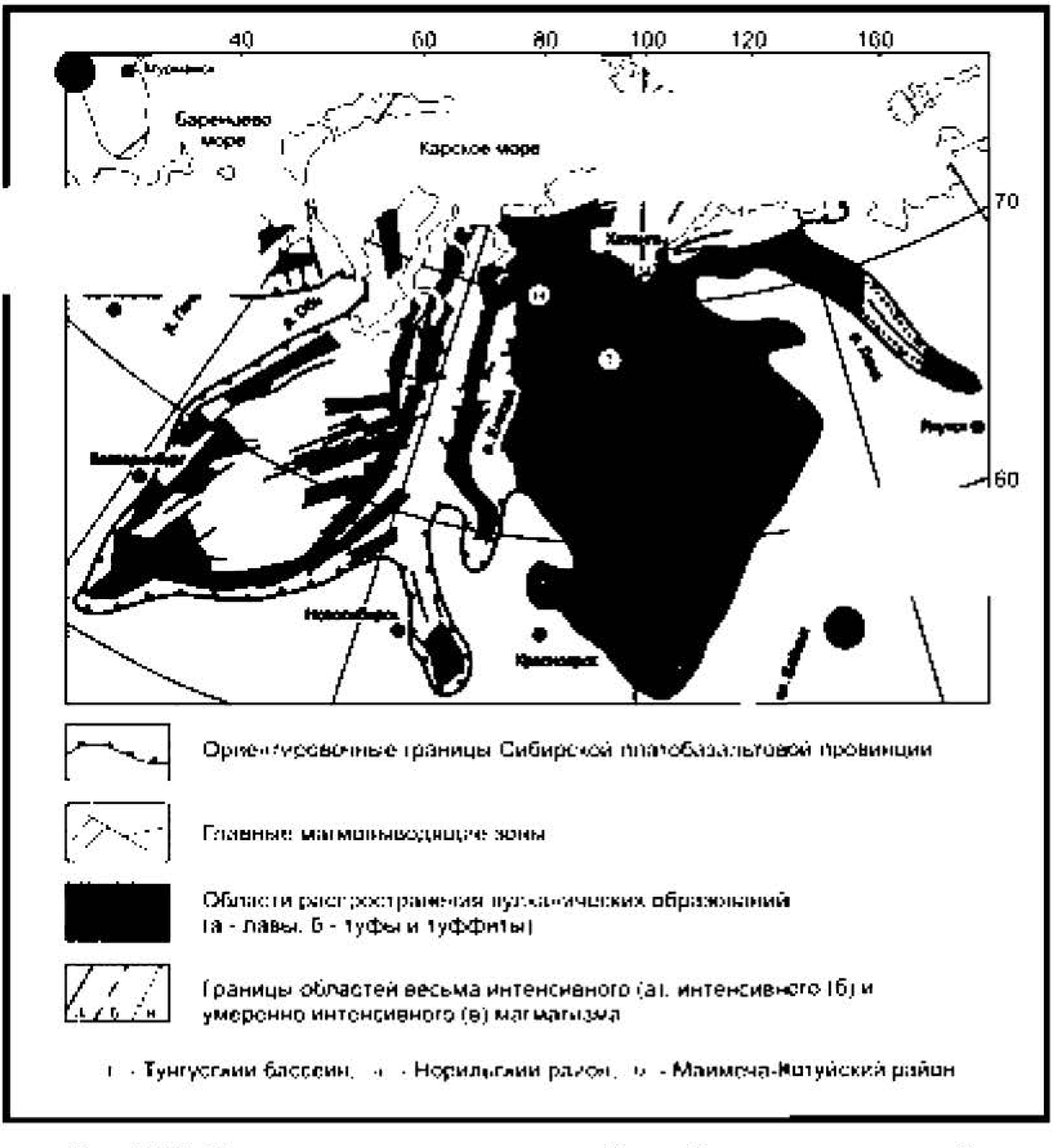

40
60
80
100
120
160
70
60
Мурманск
Баренцево море
Карское море
Хатанга
Якутск
Новосибирск
Красноярск
Ориентировочные границы Сибирской платобазальтовой провинции
Главные магмовыводящие зоны
Области распространения вулканических образований (а - лавы, б - туфы и туффиты)
Границы областей весьма интенсивного (а), интенсивного (б) и умеренно интенсивного (в) магматизма
а б в
Тунгусский бассейн, Норильский район, Маймеча-Котуйский район

Рис. 3.20. Положение изученных ультрабазит-базитовых провинций на карте (Масайтис, 1983), показанных черными крупными кружками

комплексы ряда других регонов России: Северного Забайкалья, Карело-Кольского района и Восточного Саяна (рис.3.20).

3.3.1. Чинейский массив в Северном Забайкалье

Наибольший объем исследований выполнен для массивов С. Забайкалья: Луктурского и, особенно, Чинейского, содержащего медные руды с никелем и платиноидами, а также богатое железо-титановое оруденение. Чинейский массив расположен на севере Читинской области, в зоне БАМ (Геологическое строение…,2002), в районе сочетания хребтов Удокан и Каларский (рис.3.21).

Во второй половине палеопротерозоя в северо-западной части Алдано-Станового щита, очевидно, в процессе рифтинга была сформирована крупная Удоканская впадина. Свидетельством долговременной связи этого участка земной коры с мантией являются разновозрастные проявления базитового магматизма в пределах Каларского и Удоканского хребтов, начиная с протерозоя (габброиды чинейского и доросского комплексов) и мезозоя (вулкано-осадочные отложения Чукчудинского грабена) вплоть до современности - базитовый магматизм Удоканского лавового плато – 2.1 тыс. лет (Ступак, 1987). На основании этого факта в последние годы интрузив рассматривается в составе трансрегионального металлогенического пояса Енисейско-Алданских краевых структур обрамления Сибирской платформы, простирающегося от южного обрамления Сибирской платформы до Таймыра и включающего уникальные платино-медно-никелевые месторождения Норильского и Кодаро-Удоканского рудных районов.

Чинейский массив по размерам, отчетливой расслоенности и ритмичности сопоставим со Скаергардским интрузивом, а по петрографическому составу – с Верхней зоной Бушвельда. Несмотря на занчительно меньшие размеры по сравнению с указанной зоной Бушвельдского плутона, он содержит огромные запасы ванадия, которые всего в три раза уступают бушвельдским. В настоящее время здесь располагаются самые крупные месторождение железо-титан-ванадиевых руд в России (Магнитное и Этырко), являющиеся крупнейшими в мире. Кроме того, с Чинейским массивом связаны сульфидные месторождения меди и благородных металлов (Гонгальский, Криволуцкая, 1992,1993,1999), локализованные в области его контакта с вмещающими породами – Рудное и Контактовое.

Важным аспектом работы было изучение внутреннего строения Чинейского массива и определение петрохимических и геохимических особенностей слагающих его пород, позволяющие проследить закономерности их формирования, а также определение фазовых характеристик исходной магмы, сформировавшей массив, установление состава ее

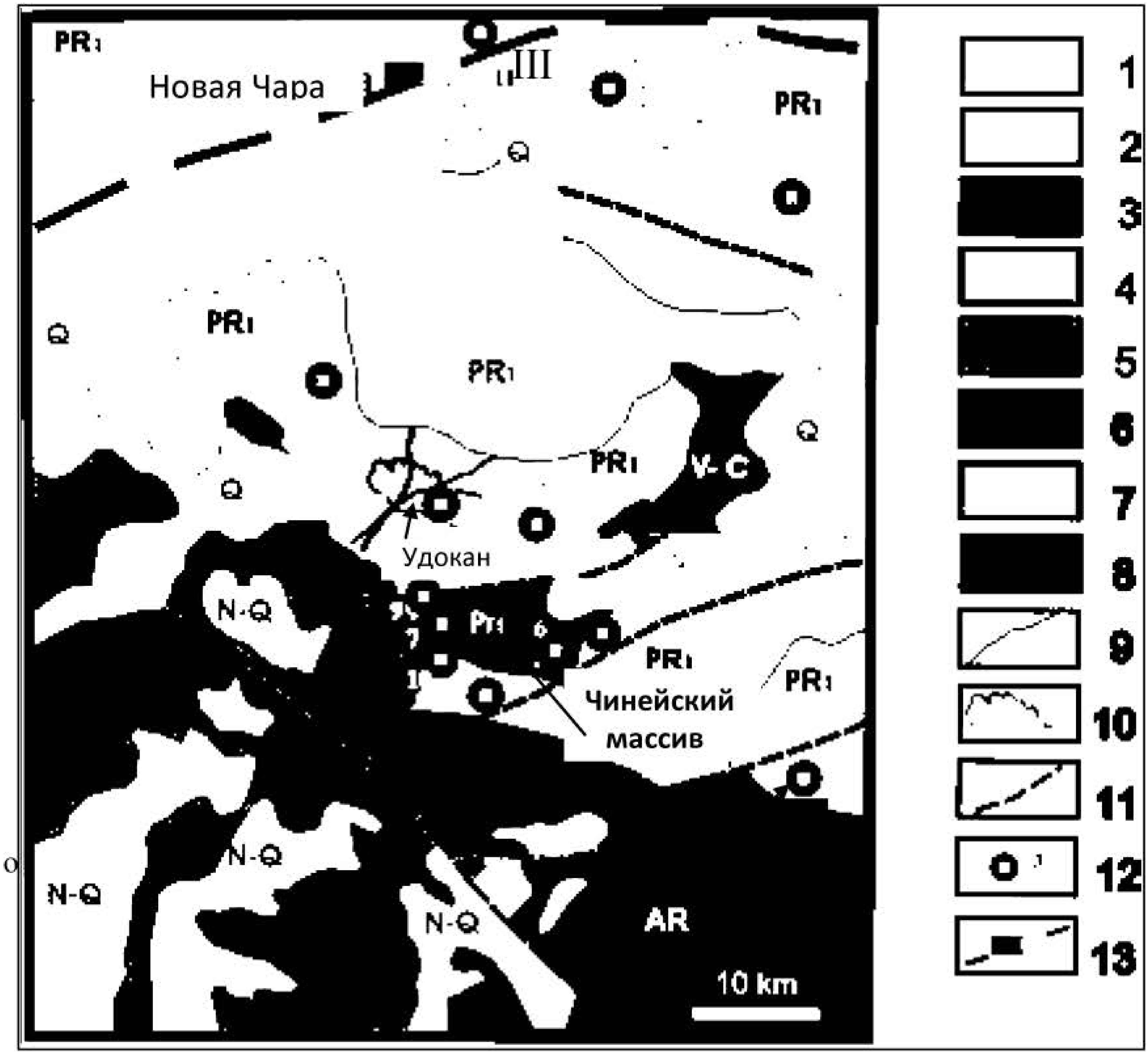


Рис. 3.21. Схематическая геологическая карта Кодаро-Удоканского района и положение Чинейского массива в его пределах
(по материалам ПГО «Читагеология», Геологическое строение…, 2002)

Условные обозначения: 1) четвертичные отложения; 2) вулканические породы (N-Q); 3) осадочные венд-кембрийские отложения; 4) нижнее-протерозойские карбонат-территгенные породы удоканской серии; 5) граниты ингамакитского комплекса; 6) габброиды Чинейского комплекса (массивы: I-Чинейский, II-Майлавский, III -Луктурский); 7) граниты кодарского комплекса; 8) граниты куандинского комплекса; 9) Главная Дайка Удокана; 10) меденосный горизонт Удоканского месторождения; 11) разломы; 12) месторождения: 1 -5 – медистых песчаников: 1- Правоингамакитское, 2 -Сакинское,3 - Клюквенное, 4 - Ункур, 5 – Красное; 6-11 –медно-никелевых руд: 6 - Магнитное, 7 - Этырко, 8 - Рудное, 9 - Контактовое, 10 - Сквозное, 11 - Луктурское; 12 – Катугинское редкометалльное; 13) железная дорога и станция.

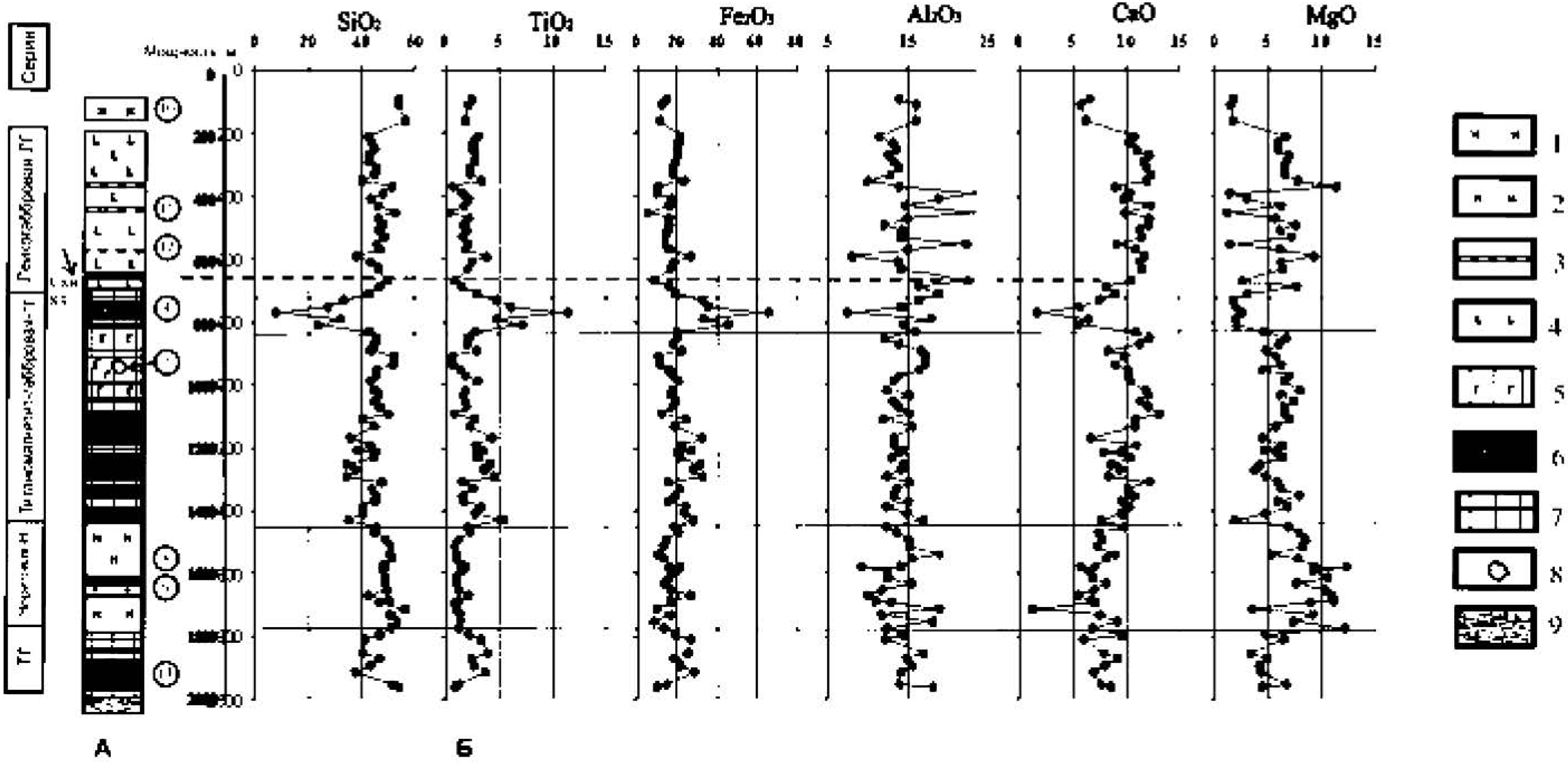


Рис. 3.22. Внутренне строение Чинейского массива и распределение в вертикальном разрезе породообразующих окислов

А - геологическая колонка (показана относительная мощность в метрах); Б - кривые распределения главных окислов (содержания указаны в весовых процентах). В кружках цифрами обозначены петрохимические типы пород, выделенные на основе кластерного анализа. Условные обозначения: 1 - монцодиориты, кварцевые диориты, 2 - нориты, 3 - анортозиты, 4 - лейкогаббро, 5 - габбро, габбронориты, 6 - титаномагнетитовые габбронориты, 7 - титаномагнетитовые руды, 8 - ксенолит пироксенитов, 9 - вмещающие породы удоканской серии Белые прослои –нориты.

расплавной части, а также параметров кристаллизации (Гонгальский и др., 2008). Существенную роль сыграли данные о детальной характеристике внутреннего строения Чинейского массива, полученной в результате его геологического изучения, позволившие проследить взаимоотношения между главными разновидностями пород и детально охарактеризовать их расслоенность. Многочисленные анализы химических составов пород были типизированы с помощью кластерного анализа, для каждого из полученных петрохимических типов с помощью модели «Комагмат-3.5», получена оценка фазового и химического состава исходной магмы и условий ее кристаллизации.

Интрузив представляет собой асимметричное лополитообразное тело, подошва которого на западе под углом 10-25° погружается к центру, а на востоке имеет субгоризонтальное близповерхностное (первые десятки метров) залегание; северный его контакт – тектонический. Общая мощность массива (с учетом обнаженной на поверхности верхней его части и вскрытой скважинами нижней) составляет 2,5 км. Он залегает среди нижнепротерозойских пород удоканского комплекса, а на юго-западе прорван палеозойскими гранитами ингамакитского комплекса (рис. 3.21).

Массив имеет сложное внутреннее строение. В отличие от классических расслоенных плутонов, где слои прослеживаются на десятки и даже сотни километров (Eales H.V. and Cawthorn R.G in Layered intrusions, 1996; Шарков, 1980, 2006; Шарков и др., 2002), в Чинейском интрузиве не существует такой выдержанной структуры во всем его объеме. Отчетливо выделяется четыре блока - западный, центральный, восточный и юго-восточный, - имеющие свои специфические особенности. Так, западный и юго-восточный блоки характеризуются наличием отчетливо расслоенных пород с повышенным содержанием титаномагнетита в габброидах, в то время как в центральном и восточном блоках доминируют массивные разновидности пород. В юго-восточной части интрузива в большом количестве присутствуют ксенолиты вмещающих карбонатных пород, существенно осложняющие внутреннюю структуру массива, – это область интенсивной контаминации габброидов породами удоканской свиты.

В строении массива принимает участие несколько групп пород, между которыми установлены интрузивные взаимоотношения:

I. Первая группа представлена крупными ксеноблоками и ксенолитами пироксенитов (до 80 метров в поперечнике), измененных анортозитов, габбро. Вокруг них наблюдаются зоны закалки во вмещающих их габброидах - образуются оторочки мелкозернистых габбро, габброноритов, мощностью от первых сантиметров до первых дециметров. Породы сильно преобразованы, по плагиоклазу развиваются полные псевдоморфозы пренита, цветные минералы представлены слюдами, амфиболом, магнетитом, сфеном.

II. Вторая группа пород включает габброиды, характеризующиеся повышенными содержаниями титаномагнетита и подразделяющиеся на титаномагнетит-габбровую (мощностью около 1,0 км) и лейкогаббровую (до 1,5 км) серии. Породы титаномагнетит-габбровой серии встречаются в виде двух разобщенных блоков (западном и юго-восточном). Лейкогаббровая серия (массивные габбро, лейкогаббро и анортозиты с прослоями сплошных титаномагнетитовых руд) обнажается на поверхности в центральном блоке и слагает верхнюю часть массива, где в апикальной части наблюдаются также выходы габбродиоритов, монцодиоритов с многочисленными ксенолитами вмещающих осадочных пород.

III. Третью группу составляют нориты и габбронориты, выделенные в норитовую серию, породы которой выходят на поверхность в центральном блоке, а также залегают в приподошвенной части западного и юго-восточного блоков. Мощность серии с запада на восток увеличивается от 300 до 800 м. Нориты и габбронориты нередко проникают в виде апофиз и силлов в залегающие выше породы второй группы – титаномагнетитовые габбро. Зоны закалки при этом проявлены очень слабо (до первых сантиметров) или отсутствуют вообще (возможно, из-за близости температур внедряющегося расплава и не успевшего остыть окружающего закристаллизованного магматического материала). В южной части массива наблюдается резкое несогласие в углах залегания расслоенности пород норитовой серии относительно титаномагнетит-габбровой и лейкогаббровой серий. Это подтверждает наличие временного перерыва между внедрением главных групп пород.

IV. Наиболее поздними образованиями являются магматические брекчии с лампрофировым и габброноритовым цементом и лампрофиры, образующие силлы в приподошвенной части интрузива (мощностью первые метры), дайки и трубообразные тела внутри массива (диаметром первые десятки метров).

Доля разных групп пород в массиве различна: основной объем интрузива (~90%) сложен породами второй и третьей групп (примерно 2:1), в то время как ксенолиты и магматические брекчии составляют всего около 5% от общего объема интрузива каждые в отдельности. Элементы залегания главных двух групп пород, как правило, совпадают – их падение направлено к центральной части интрузива. Углы падения варьируют от 3 до 10-15° в центральных частях; на западе, на контакте с гранитоидами ингамакитского комплекса, достигают 40-45°. Однако в южной части массива наблюдается обратное падение пород титаномагнетит-габбровой серии (на юг под углом 25-30°). Отмеченное выше несовпадение элементов залегания в породах титаномагнетит-габбровой серии и окружающих их норитов в этом районе, а также признаки интрузивных взаимоотношений между ними, по-видимому, свидетельствуют о существовании крупного блока габброидов второй группы среди внедрившихся позднее габброноритов.

В главных группах пород (второй и третьей) отчетливо проявлена разнообразная расслоенность. Первый ее тип можно охарактеризовать как мелкомасштабную расслоенность (первые сантиметры - дециметры), обусловленную вариациями содержаний темноцветных минералов снизу вверх в пределах отдельных слоев пород, обычно очень близких между собой по валовому составу (так называемая «гравитационная стратиформность»). Второй тип представляет собой крупномасштабную расслоенность, выражающуюся в чередовании контрастных по составу довольно мощных (первые метры) слоев анортозитов и массивных габбро, габброноритов, титаномагнетититов. Этот тип расслоенности наиболее типичен для верхней части массива (лейкогаббровая серия).

Редкие элементы в породах массива

Вывод о ферробазальтовом составе исходных магм Чинейского интрузива, полученный на основании моделирования с помощью программы «Комагмат», ставит вопрос о природе источника выделенных исходных и производных, «родительских», расплавов. Эти проблемы рассматриваются с геохимических позиций – на основе спектров распределения элементов-примесей в породах массива, нормированных к примитивной мантии. Представленные спектры можно разделить на три типа (табл.3.5, рис. 3.22). Первый из них характерен для II и III групп пород (титаномагнетит-габбровая, лейкогаббровая и норитовая серии), слагающих основной объем интрузива. Второй тип присущ породам краевых фаций – кварцевым диоритам и монцодиоритам, а также лампрофирам IV группы. Третья разновидность спектров характеризует пироксениты группы I.

Соответствие спектров распределения редких элементов для главных двух групп может указывать на генетическое родство этих пород массива (обр.0303, 0304, 0306, 0307) и их принадлежность к продуктам дифференциации одной исходной магмы. Структура этих спектров типологически близка к таковым для составов континентальной коры, которые характеризуются высокими концентрациями несовместимых элементов (крутой наклон спектров в левой его части, где (La/Sm)N отношение меняется от 3.1 до 4.3), наличием отрицательной Ta-Nb и положительной Pb аномалий, а также сильной положительной Ti аномалией. Лишь спектры пород норитовой серии отличаются отсутствием последней, что вполне логично благодаря низким концентрациям Fe-Ti оксидов. Отмеченные особенности спектров распределения редких элементов резко отличают их от базальтов MORB, OIB и других мантийных производных (Hofmann, 2003). Пологий наклон правой части спектров, характеризующийся низким отношением (Gd/Yb)N =1.5-1.7, подчеркивает общую геохимическую специфику исходной магмы II и III группы пород и может свидетельствовать об отсутствии граната в источнике выплавления первичных магм.

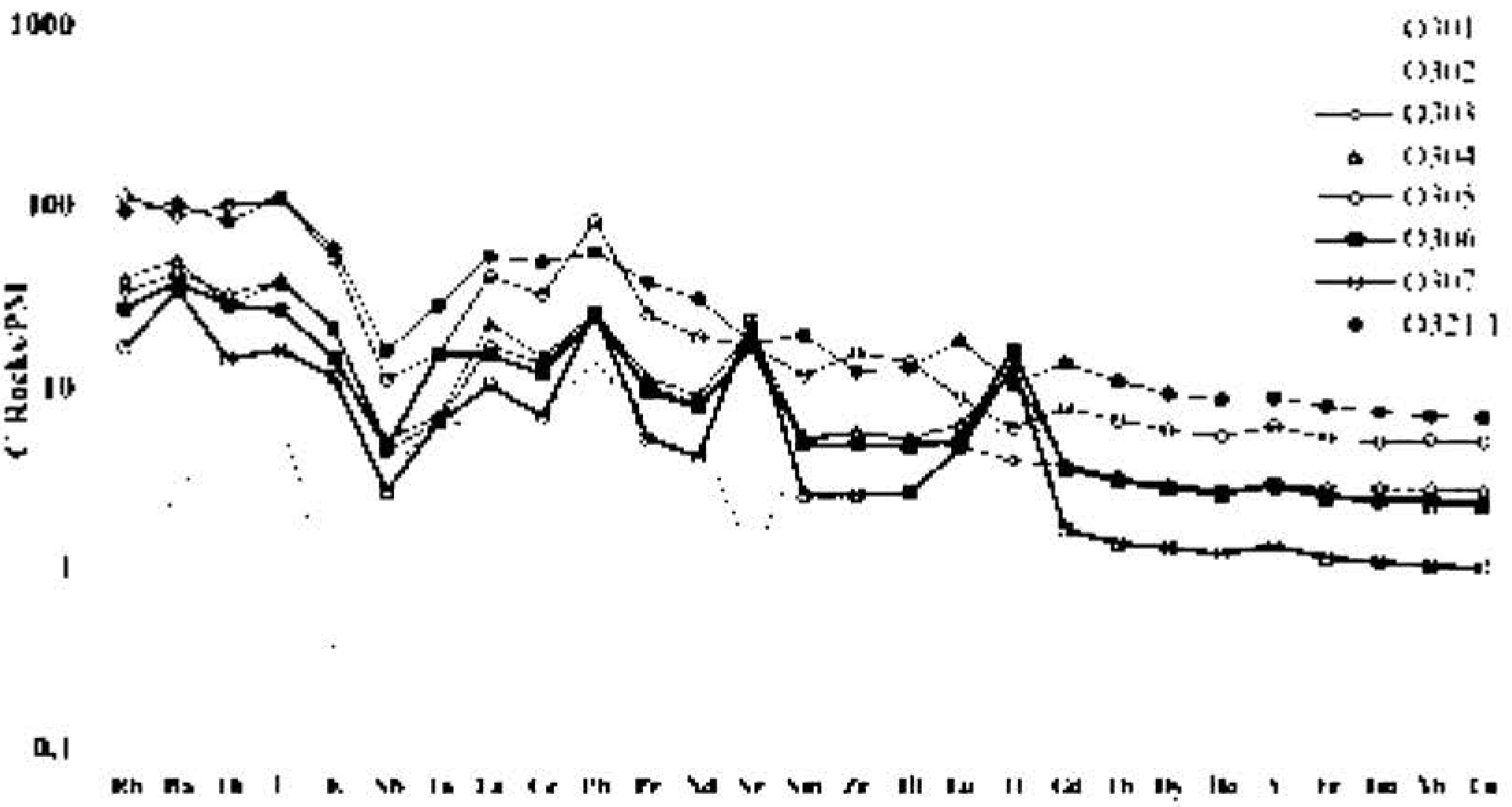


Рис. 3.22. Спектры распределения редких элементов в породах Чинейского массива (номера спектров соответствуют номерам анализов в таблице 3.5)

Более высокая степень накопления несовместимых элементов (обр. 0308 и 0321/1) в краевых фациях и лампрофирах (IV группа пород) находит объяснение как результат дифференциации исходных магм с образованием относительно обогащенных остаточных расплавов. Видимо, с этим связано и главное отличие спектра второго типа, для которого характерно отсутствие положительной титановой аномалии и наличие слабо выраженного Ti-минимума на спайдерграммах. Подобные соотношения являются характерной особенностью эволюции магм в условиях кристаллизации магнетита. Более контрастно отличаются характеристические спектры пироксенитов (группа I, обр.0301, 2101/2 и 0302). Эти породы обеднены легкими редкими землями ((La/Sm)N отношение варьирует от 0.99 до 1.12), уровень концентраций элементов-примесей в них довольно низкий. При этом соотношение легких и тяжелых редких земель приобретает субгоризонтальный характер, так что этот спектр оказывается параллельным горизонтальной оси спайдерграммы и близким к примитивной мантии. Кроме того, в пироксенитах практически отсутствует Ta-Nb минимум, зато четко выражена отрицательная стронциевая аномалия, обусловленная, вероятно, низкими концентрациями в этих породах плагиоклаза. Типология их спектров в целом во многом обоусловлена особым (мономинеральным составом) пород. С породами основного объема интрузива их сближают наличие положительной Ti-аномалии и характер распределения тяжелых редких земель. Вероятно, что клинопироксениты представляют продукты дифференциации наиболее примитивных магм, поскольку в них устанавливаются самые низкие концентрации крупноионных литофильных элементов (Cs, Rb, Ba, Sr, Rb, K).

Таблица 3. 5. Представительные составы пород Чинейского массива

№обр	O301	2101/2	O302	O303	O304	O305	O306	O307	O321/1	O308
SiO2	47.54	41.83	43.62	53.54	46.38	55.78	45.5	45.87	53.28	56.03
TiO2	1.24	2.72	1.96	0.71	2.47	1.14	3.17	2.50	2.38	1.04
Al2O3	4.85	4.42	1.76	15.37	17.11	17.15	16.06	21.08	13.81	18.21
Fe2O3	10.62	26.99	24.35	10.88	17.27	9.35	17.28	14.40	14.61	7.54
MnO	0.17	0.32	0.29	0.18	0.17	0.13	0.16	0.11	0.23	0.14
MgO	11.62	11.22	15.46	7.76	3.76	2.07	3.68	1.74	1.61	4.21
CaO	21.02	12.17	11.27	7.15	8.26	7.80	9.62	9.58	6.50	8.14
Na2O	0.08	0.26	0.16	2.63	3.40	3.75	3.16	3.54	3.79	2.86
K2O	0.01	0.16	0.02	0.63	0.60	1.49	0.42	0.33	1.68	1.25
P2O5	0.012	0.07	0.006	0.08	0.10	0.13	0.08	0.033	0.69	0.25
Cr2O3	0.011	0	0.028	0.014	0.014	0.004	0.01	0.01	0.002	0.014
П/П	2.52	0.24	0.63	0.36	0.11	0.23	0.18	0.27	0.7	0.17
Сумма	99.7	100.44	99.53	99.30	99.61	99.0	99.28	99.47	99.3	99.8
Li	9.8		6.5	5.6	6.3	9.5	5.4	4.2	9.2	21.6
Sc	47.2	99.4	83.4	19.1	25.0	22.9	16.1	17.2	28.4	21.1
Ti	7476	14754	10548	4175	12589	6228	17041	13734	11117	5711
V	725	989	2335	234	935	281	1675	1112	27.2	160
Cr	105	103	159	119	71.3	11.3	17.8	50.3	11.4	122
Mn	1339	2136	2145	1458	1109	888	1147	737	1525	838
Co	32.7	103	151	73.8	76.4	32.1	81.8	71.0	21.9	23.2
Ni	104	156	150	94.2	124	28.1	103	151	8.87	14.6
Cu	79.4	189	55.5	62.5	171	87.2	148	403	15.4	13.4
Zn	41.3	139	126	85.9	103	79.8	113	88.4	149	86.3
Ga	10.0	14.8	4.5	18.1	26.8	22.9	25.1	27.9	22.4	19.2
Rb	0.52	3.38	2.26	17.4	20.9	60.1	14.1	8.73	48.3	37.9
Sr	16.5	41.3	21.7	295	365	304	292	406	306	537
Y	13.6	22.6	8.97	10.6	10.6	23.1	11.1	5.01	33.6	22.4
Zr	55.1	32.3	18.3	52.9	51.5	143	44.9	24.0	115	93.3
Nb	1.85	1.94	2.89	2.66	3.03	6.60	2.76	1.58	9.03	9.35
Mo	0.31	0.69	0.41	0.38	0.44	1.26	0.57	0.32	1.75	0.73
Cs	0.04	0.20	0.12	0.66	0.64	1.33	0.51	0.29	1.52	1.44
Ba	14.2	43.0	16.5	255	298	524	220	200	611	538
La	3.7	7.35	2.29	10.1	13.6	24.7	9.02	6.01	31.8	28.7
Ce	10.7	17.1	7.2	20.7	22.6	50.2	18.6	10.8	76.6	60.6
Pr	1.63	2.42	1.15	2.40	2.65	5.83	2.19	1.21	8.94	7.36
Nd	8.08	11.6	5.55	9.62	10.2	22.0	8.79	4.74	36.0	29.1
Sm	2.15	3.09	1.49	1.91	2.00	4.31	1.83	0.94	7.31	5.44
Eu	0.43	0.91	0.26	0.66	0.87	1.25	0.72	0.65	2.54	1.67
Gd	2.36	3.39	1.60	1.79	1.85	3.82	1.78	0.82	6.69	4.47
Tb	0.39	0.55	0.25	0.29	0.29	0.60	0.28	0.12	0.98	0.65
Dy	2.41	3.48	1.57	1.78	1.68	3.57	1.71	0.81	5.74	3.65
Ho	0.47	0.72	0.33	0.38	0.35	0.74	0.36	0.16	1.16	0.73
Er	1.26	1.95	0.86	1.12	0.97	2.11	1.03	0.46	3.15	2.00
Tm	0.18	0.28	0.13	0.17	0.14	0.31	0.15	0.07	0.45	0.29
Yb	1.08	1.82	0.80	1.09	0.90	2.04	0.95	0.42	2.77	1.83
Lu	0.16	0.28	0.12	0.17	0.13	0.30	0.14	0.06	0.42	0.27
Hf	2.24	1.04	0.62	1.37	1.36	3.62	1.21	0.67	3.30	2.50
Ta	0.22	0.47	0.28	0.22	0.23	0.52	0.52	0.22	0.96	0.57
Pb	2.32	2.38	2.33	4.05	4.34	14.0	4.18	4.43	9.43	8.17
Bi	0.12	0.10	0.09	0.05	0.09	0.18	0.07	0.15	0.12	0.09
Th	0.54	1.85	0.36	2.57	2.25	7.89	2.24	1.12	6.50	3.80
U	0.17	0.27	0.11	0.75	0.73	2.12	0.51	0.31	2.17	0.94

Примечание. Номера образцов соответствуют: 0301. 2101/2. О302 –пироксениты. О303 – нориты. О304 – лейкогаббро. О305. О321/1– монцодиориты. О306- титаномагнетитовые лейкогаббро. О307- титаномагнетитовые габбро. О308 – габбродиориты Луктурского массива.

Среди высокозарядных элементов отмечаются высокие концентрации U и Th. Рассмотрение спектров распределения только редкоземельных элементов для пород интрузива также свидетельствует о наличии четырех разных типов (рис.3.23). Два из них очень близки – это спектры пород, слагающих основной объем интрузива (породы II и III групп). Они характеризуются довольно низкими отношениями Gd/Yb, меняющимися в породах второй группы в узких пределах – от 1.87 до 2.06 (в породах третьей группы данное соотношение не превышает 1.6). Таким образом, спектры РЗЭ в двух главных группах имеют несколько различный наклон в области тяжелых редких земель. При этом существенно сближает обе группы наличие европиевого максимума. Третий тип спектров распределения редкоземельных элементов в целом по наклону и характеру близок к описанным двум предыдущим, но он практически лишен Eu аномалии и характеризуется более высокими концентрациями всех редкоземельных элементов. Такой тип распределения РЗЭ характерен для монцодиоритов, лампрофиров IV группы пород, которая, тем не менее, имеет сходство с главными разностями пород, слагающими интрузив. И, наконец, четвертый тип спектра присущ пироксенитам из ксенолитов I группы пород. Как и спектр распределения всех элементов-примесей, он также отличается по РЗЭ от всех остальных пород. В нем обнаруживается обеднение ЛРЗЭ и отрицательная европиевая аномалия. Однако типологическое сходство всех рассмотренных спектров очевидно (если исключить из рассмотрения такие элементы, как Sr и Eu, отражающие преимущественно вариации породообразующих минералов в породах, особенно плагиоклаза.

Сульфидные руды хаплькопирит-пиритового, пирротин-халькопиритового, борнит-халькопиритового состава приуроченв к подошвенной части массива: вкрапаленные локализованы в габброидах, а жильные (также окруженные ореолом сульфидной вкрапленности) – в песчаниках. Отмечаются единичные зоны титаномагнетитовых руд, обогащенных сульфидами, и в центральной части массива.

3.3.2. Дюмталейский массив на Таймыр

Дюмталейский раннетриасовый массив, расположенный в области южного обрамления Таймырской складчатой области, на стыке ее с Енисей-Хатангской рифтовой системой, обладает удивительным минералого-петрографическим сходством с палеопротерозойским Чинейским массивом. Он был обнаружен в ходе геологических работ при заверке Луктахского регионального гравитационного максимума, в эпицентре которого и был вскрыт массив верлит-клинопироксен-габбрового состава с титаномагнетитовым и сульфидным медно-никелевым оруденением.

Рассматриваемая Луктахская площадь, где локализован интрузив, на 80-90% перекрыта мезозойско-кайнозойским чехлом осадочных пород, поэтому массив изучен преимущественно по скважинам. Наибольший интерес представляют результаты бурения скв. ЛП-1 и ЛП-, а также ТП-52 и ТП-43. Однако в связи с большой отдаленностью скважин друг от друга (18-20км), проследить особенности внутреннего строения массива достаточно трудно. Более того, возникает вопрос о принадлежности всех вскрытых интрузивных пород к одному массиву. Без детальных геохимических исследований такая работа представляется невозможной. В настоящий момент автором изучены породы и минерализация по скв. ЛП 1. Разрез интрузивных пород по этой скважине имеет двучленное строение: нижняя часть состоит верлитов, пироксенитов, вебстеритов, лерцолитов, а верхняя - существенно преобладающих трахитоидных и массивных габбро, сменяющихся (сверху вниз) от безоливиновых до оливинсодержащихх. Породы верхней частью характеризуются отчетливой расслоенностью – «гравитационной стратиформностью», при которой внизах отдельных слоев к подошве происходит накопление титаномагнетита. Эта часть разреза удивительно напоминает расслоенность Чинейского массива – по характеру расслоенности, размеру ритмов, составу породообразующих минералов. Породы сложены плагиоклазом, пироксеном и титаномагнетитом, для которого характерны структуры распада разных порядков, где в магнетитовой матрице наблюдаются пластинки ильменита и выделения ульвошпинели.Отмечаются небольшие по мощности (0.3 м) слои сплошных титаномагнетитовых руд (на глубине 1380 м), часто они в этом интервале содержат повышенные концентрации сульфидов.

По данным ООО «Норильскгеология» в верхних частях скважин ТП-52 и ТП-43 задокументированы щелочные породы -монцогаббро, монцониты, сиениты (Кокорин, 1998 ф). Характеризуя изменчивость соотношений породообразующих окислов в вертикальном разрезе Дюмталейской интрузии (скв. ЛП-1, табл.4.3) отмечаются следующие характерные особенности поведения окислов от подошвы к кровле интрузива: снижение окислов магния (от 26% до 0.65%), железа (от 26.87% до 0.90% суммы $FeO+Fe_2O_3$), при повышении роли окислов кремния (от 32.03% до 70.60%), натрия и калия (в сумме от 0.95% до 7,43%).

Общей тенденцией в направлении эволюции расплава, исходного для Дюмталейского интрузива, является абсолютное обогащение железом на основном этапе кристаллизации, а в заключительном (позднемагматическом) - кремнеземом и щелочами; выявленные черты эволюции расплава и соответственно - характер отражающего их тренда на стадии формирования пород ультраосновной, габбровой (ферро-габбровой) и габбро-диоритовой серий позволяют сравнить Дюмталейский интрузив с Чинейским, а также со Скаергаадским, Среднеергалахским в пределах Норильского плато, а также Тулай-Кирякским на Таймыре.

На фоне тренда скаергаардского типа точки субщелочных сиенитов и граносиенитов Дюмталейского интрузива образуют автономную ветвь, ориентированную в сторону повышенных содержаний SiO_2 (рис.4.9). По всей вероятности эти образования можно рассматривать в качестве производных “раскисленной” за счет вмещающих пород порций расплава. Свидетельством тому является насыщенность ксенолитами апотерригенных роговиков и метасоматитов верхних частей массива. В этом отношении он обнаруживает сходство с интрузией Тулай-Киряка, где ее кровлю слагает мощный горизонт гранитоидов (Кокорин, 1998ф.). Также наблюдаются мощные толщи метаморфизованных вмещающих пород (более 400м), как в кровле, так и в подошве интрузива.

Сплошные сульфидные медно-никелевые руды отмечены в интревале 1579.95-1583.3м и приурочены к зоне пегматоидов основного состава (инт.1578.7-1583.3м), сложенных безоливиновыми лейкогаббро и анологичны по текстурно-структурным особенностям локализации, прожилку, Максимальные содержания промышленных компонентов по данным химического и пробирного анализов составляют: Cu - 1.68%; Ni - 1.47%; Co - 0.096%; Pt - 0.51г/т; Pd - 1.02г/т; Au - 0.17г/т; Ag - 1.65 г/т. Выделяются следующие минеральные ассоциации в сульфидах: -миллерит-полидимитовую, -золото-платиновую,-сфалерит-галенитовую (возможно с пиритом), -ковеллин-борнит-халькозиновую.

Две последних явно эпигенетические. Миллерит-полидимитовую можно вместе с золото-платиновой отнести к последним стадиям сингенетического рудообразования. Миллерит и полидимит замещают зернистый пентландит.

Рассмотренные черты внутреннего строения и особенностей оруденения Дюмталейского массива, как уже отмечалось, практически по всем параметрам сопоставимы с таковыми Чинейского массива, отличаясь от него большим содержанием оливина в нижней части (при моделировании процессов кристаллизации пород Чинейского массива установлено, что также первой ликвидусной фазой был оливин в норитовой серии). Однако изучение геохимических особенностей пород выявило совершенно принципиальные отличия Дюмталейского интрузива от Чинейского (Табл. 3.5, 3.6).

При рассмотрении спектров распределения редких элементов, которые показаны выборочно для пород, близких по составу для двух массивов – Дюмталейского (рис.3.23 А) и Чинейского (рис.3.23 Б) , а именно для титаномагнетитсодержащих габброидов, отчетливо видно, что они относятся к совершенно разным геохимическим типам. Дюмталейские породы были сформированы из примитивной магмы, близкой по составу к гудчихинской (см. Главу 2). Для них типичен крутой наклон правой части спектра, особенно в области тяжелых редких земель, свидетельствующих о глубинности их формирования, а именно выплавление магм из источника, содержащего гранат. Эти спектры (полностью даны на рис. 3.17) не имеют коровых признаков – отрицательной тантал-ниобиевой аномалии, обогащенности крупноинными литофильными элементами. Положительная свинцовая аномалия вызвана

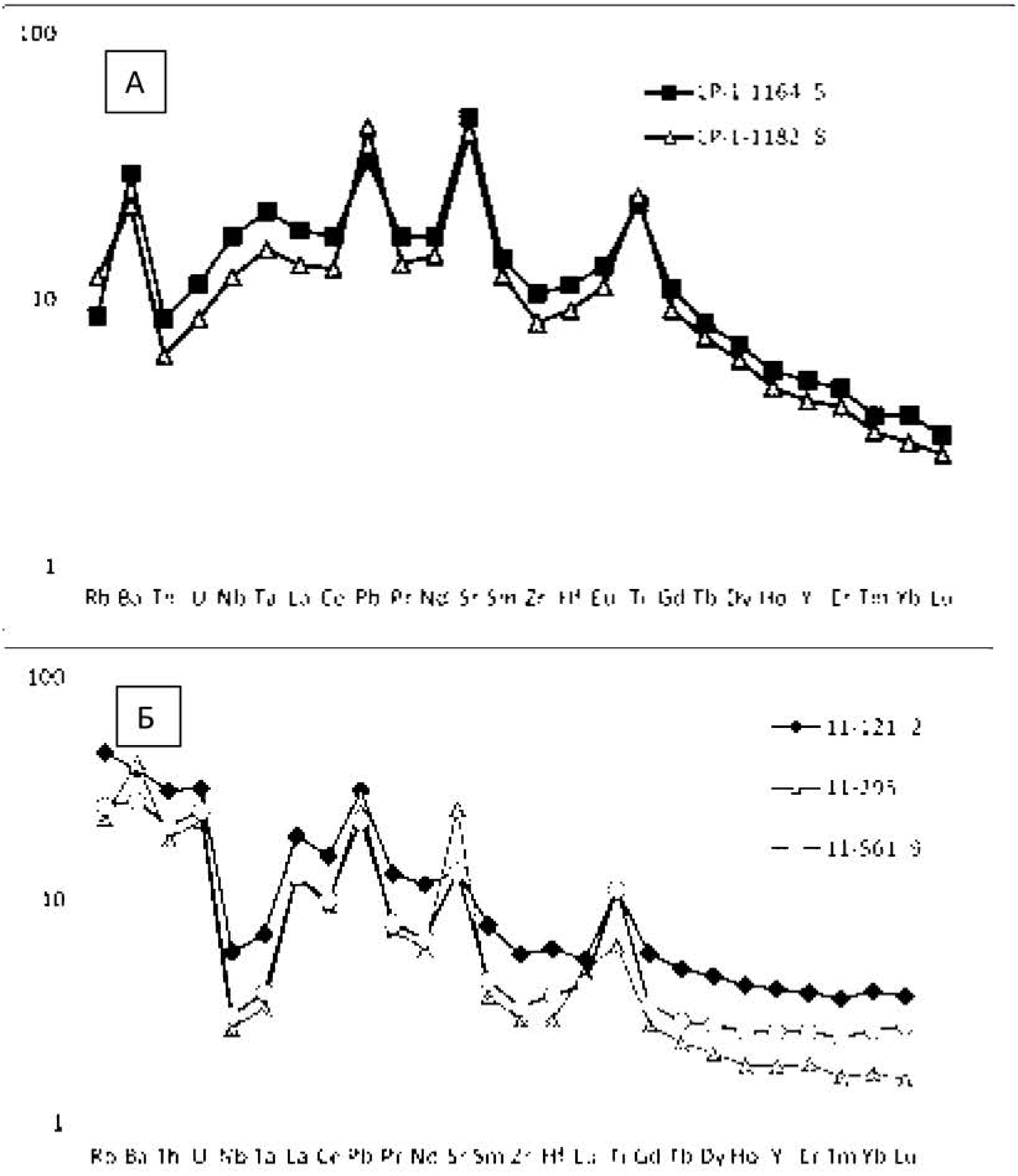


Рис. 3. 23. Спектры распределения редких элементов в породах Дюмталейского (А) и Чинейского (Б) массивов

Таблица 3.6. Состав пород Дюмталейского массива

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
№ обр.	1118	1165	1182.8	1192	1194	1413	1421	1474.2	1510	1649	1663	1678
SiO_2	44.23	43.98	40.97	50.21	43.90	43.61	46.14	42.15	35.53	29.35	37.93	47.70
TiO_2	4.02	4.10	4.66	1.56	3.79	0.96	1.99	1.26	2.89	5.02	2.03	1.64
Al_2O_3	13.82	14.48	12.84	25.24	14.55	7.62	6.47	3.57	5.37	4.63	3.58	9.91
FeO	15.00	15.09	19.44	6.05	14.90	17.20	12.65	19.47	27.75	35.79	25.70	14.43
MnO	0.17	0.17	0.20	0.06	0.20	0.29	0.22	0.29	0.34	0.33	0.21	0.18
MgO	6.21	6.29	7.03	1.12	6.39	21.74	15.95	25.71	22.87	18.52	18.72	14.75
CaO	12.71	12.69	12.36	10.60	13.05	6.85	15.38	7.85	3.55	5.21	11.73	10.35
Na_2O	2.60	2.50	2.09	4.40	2.43	1.26	0.86	0.46	0.88	0.67	0.30	0.45
K_2O	0.35	0.28	0.25	0.42	0.24	0.11	0.08	0.06	0.21	0.05	0.03	0.39
P_2O_5	0.69	0.31	0.21	0.28	0.24	0.05	0.08	0.03	0.17	0.10	0.02	0.04
Сумма	99.79	99.88	100.04	99.94	99.69	99.69	99.83	100.84	99.56	99.67	100.23	99.85
Rb	5.93	4.64	6.51	9.62	8.60	2.72	1.83	6.77	5.74	1.10	0.52	20.39
Ba	243	181	137	226	350	75	47	164	88	39	14	209
Th	1.30	0.69	0.50	0.29	0.98	0.39	0.37	0.23	0.93	0.31	0.16	0.76
U	0.40	0.23	0.17	0.15	0.27	0.11	0.13	0.10	0.30	0.12	0.04	0.43
Nb	13.10	10.70	7.52	3.27	7.02	4.65	3.50	2.25	6.75	6.56	1.20	3.11
Ta	0.93	0.75	0.54	0.26	0.46	0.30	0.26	0.18	0.44	0.43	0.10	0.23
La	27.5	11.2	8.3	3.9	15.6	4.4	5.6	2.9	8.2	4.5	2.1	6.6
Ce	65.5	27.8	21.0	6.7	31.3	9.6	15.6	4.9	18.6	10.5	6.7	13.7
Pb	0.46	5.80	7.81	6.47	33.90	1.03	0.88	4.71	14.35	2.76	0.10	11.12
Pr	8.77	4.18	3.29	0.74	3.94	1.35	2.61	0.53	2.45	1.48	1.22	1.84
Nd	40.6	20.5	17.4	2.6	16.8	6.7	14.2	1.9	11.3	7.3	7.3	9.2
Sr	804	884	771	542	2074	259	301	403	174	233	109	428
Sm	9.37	5.48	4.77	0.46	3.33	2.02	4.13	0.34	2.64	1.86	2.38	2.61
Zr	142	103	80	32	66	34	64	23	75	55	31	43
Hf	4.02	3.03	2.43	0.94	1.70	1.12	2.27	0.71	1.91	1.59	1.28	1.57
Eu	2.64	1.95	1.64	0.63	1.85	0.61	1.35	0.46	0.80	0.64	0.79	0.91
Gd	8.53	5.65	4.69	0.40	2.85	2.21	4.47	0.29	2.64	1.85	2.74	2.85
Tb	1.19	0.77	0.68	0.06	0.38	0.33	0.65	0.04	0.38	0.25	0.38	0.41
Dy	6.29	4.34	3.81	0.32	1.98	2.20	3.64	0.23	2.21	1.39	2.12	2.32
Ho	1.07	0.77	0.67	0.05	0.33	0.38	0.64	0.04	0.41	0.25	0.38	0.43
Y	27.8	19.8	16.5	1.5	9.1	10.2	15.5	1.1	10.9	6.2	9.0	12.1
Er	2.74	1.95	1.66	0.15	0.86	1.09	1.49	0.13	1.09	0.58	0.87	1.21
Tm	0.34	0.24	0.21	0.02	0.09	0.13	0.18	0.02	0.15	0.08	0.11	0.17
Yb	2.04	1.55	1.22	0.19	0.66	0.95	1.09	0.14	1.01	0.50	0.63	1.12
Lu	0.23	0.20	0.17	0.02	0.08	0.14	0.14	0.02	0.15	0.07	0.08	0.15
Ni	116	138	210	720	130	1095	435	542	1322	2375	2098	521
Cu	148	199	246	2093	477	199	23	1539	224	2774	1732	361
Co	142	103	80	32	66	34	64	23	75	55	31	43

Примечание. Окислы – мас.%, элементы-ppm, № обр. – глубина по скв. ЛП-1.

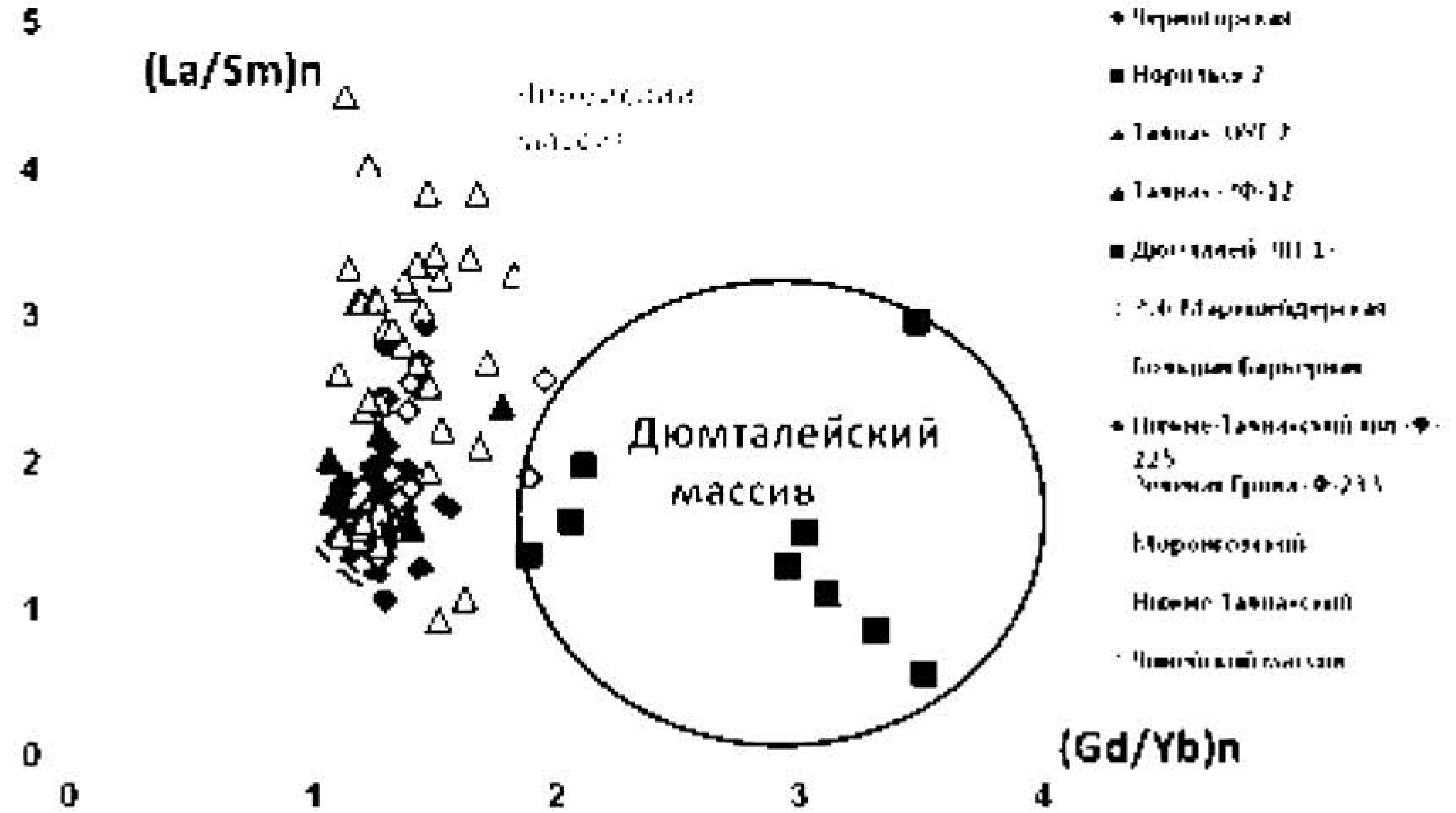


Рис. 3.24. Диаграмма (La/Sm)n – (Gd/Yb)n для пород Чинейского, Дюмталейского и массивов Норильского района

присутствием сульфидов в породах.

В то же время аналогичные породы Чинейчкого массива характеризуются чертами, присущими породам коры – отрицательной тантал-ниобиевой анаомалией, крутым наклоном и левой части спектра и пологим – правым. Сближают приведенные спектры разных массивов наличие стронциевой и титановой положительных аномалий, что обусловлено составом пород: переобладанием плагиоклаз-титаномагнетитового парагенезиса минералов.

На рис. 3.24 также продемонстрированы отличия геохимических особенностей указанных пород: на диаграмме (La/Sm)n – (Gd/Yb)n породы Дюмталейского массива занимают обособленное поле, в то время как чинейские габброиды попадают в поле составов пород норильских интрузивов.

Еще одна замечательная особенность этих массивов – тяжелый изотопный состав серы (до 11 ‰ И) если это вполне согласуется с коровым источником магмы, сформировавшей Чинейский массив, то этот факт преставляется совершенно аномальным для Дюмталейского массива, который имеет все признаки мантийного происхождения. Отсюда вытекает возможный вывод: не могут ли мантийные сульфиды иметь тяжелый изотопный состав, который рассматривается обычно как признак корового происхождения сульфидов, в частности, коровой контаминиции, признаков которой мы не видим в Дюмталейском массиве?

3.3.3. Интрузивы Карело-Кольского региона

Впервые автором проведены сравнительно-геохимические исследования пород ультрабазит-базитовых массивов центральной части Беломорского пояса (Южно-Ковдорская площадь – рис. 3.25), отнесенных ранее к друзитовому комплексу на основании наличия в них коронарных структур (Криволуцкая и др., $2010_{1,2}$). Образцы предоставлены ОАО «Мурманская экспедиция». Выявлена геохимическая гетерогенность изученных магматических тел. Установлено, что все интрузивы разделяются на три группы, средикоторых особый интерес представляют высокомагнезиальные массивы, с содержанием

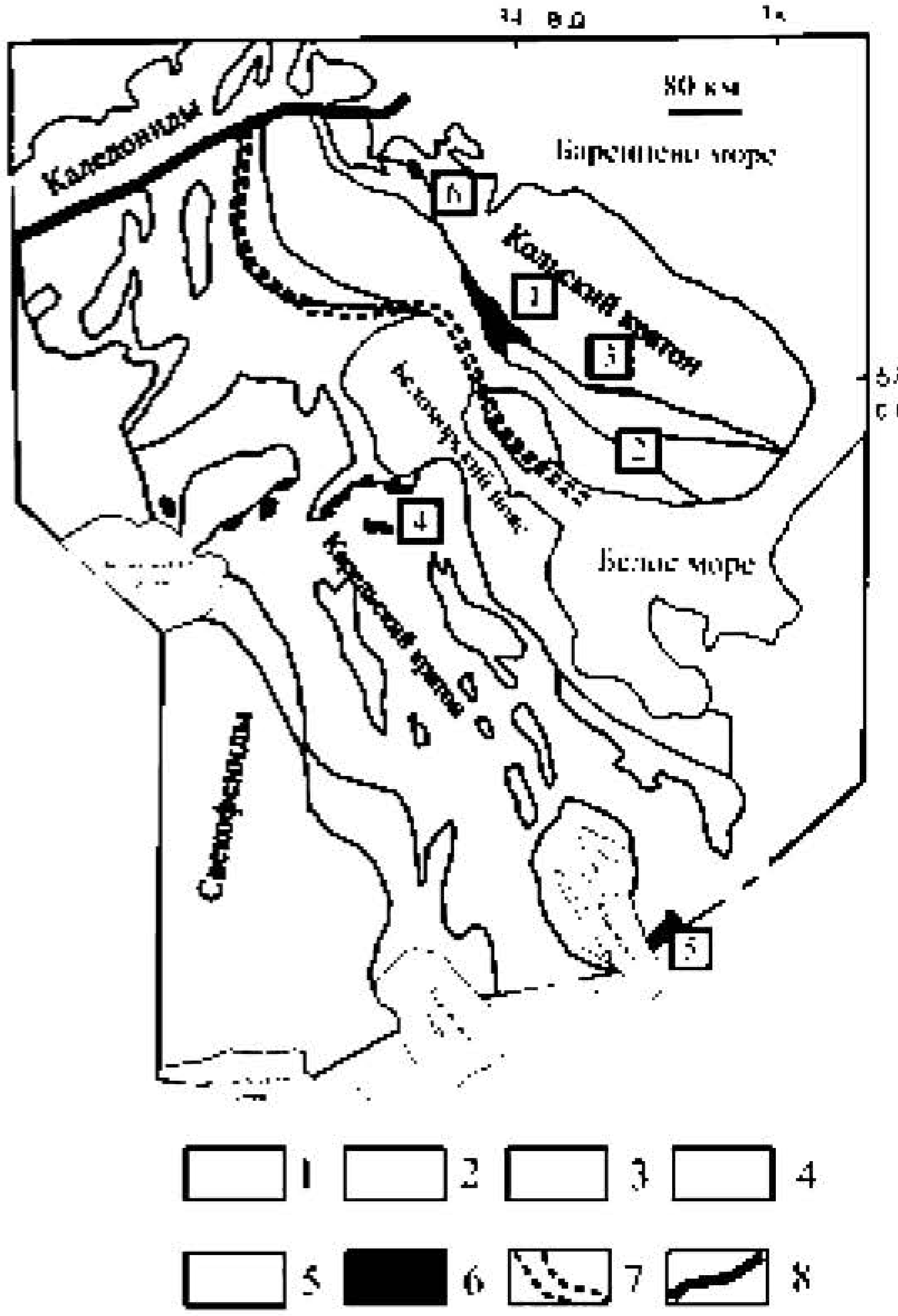


Рис. 3.25.Схематическая карта Карело-Кольского региона (по Шаркову и др., 1997)

Условные обозначения: 1 – свекофениды, 2 – палеопреотерозойский осадочно-вулканогенные комплексы, 3 – промежуточные подвижные пояса, 4 – Лапландско-Умбинский гранулитовый пояс, 5 – архейский фундамент, 6 – расслоенные массивы (цифры в квадратах): 1 – Мончетундровский и Главного хребта, 2 – Умбареченский, 3 – Федорово-Панский, 4 – Кивакксккий, 5 – Бураковский, 6 – горы Генеральской; 7 – Главный Лапландский разлом, 8 – северная граница Балтийского щита

$MgO > 20$ мас.%, с повышенными концентрациями хрома, характеризующиеся обогащенными спектрами распределения редких элементов с отчетливо проявленной отрицательной Ta-Nb аномалией (типоморфным является Соркайокский массив). Интрузивы этой группы весьма близки по геохимии к изученным расслоенным плутонам Северной и Восточной Карелии (Киваккскому, Бураковскому) и интрузивам Кольского полуострова (рис.3.25) (Мончеплутону и др.), которые взяты были для геохимических сравнений: из Мончеплутона – с г. Травяная, г. Нюд, г. Ниттис, г. Сопча, - Федоровых и Панских Тундр, Умбареченского, а также габбро-анортозитов Мончетундровского массива (Главного Хребта). Кроме того, были использованы представительные образцы пород из различных по составу зон крупных плутонов Карелии - Бураковского и Киваккского, предоставленные авторам Г.С.Николаевым и Я.В. Бычковой (ГЕОХИ РАН).

Как правило, изученные тела представляют собой крупные массивы,залегающие в виде субвертикальных пластовых интрузивов. Вместе с вмещающими породами они претерпели разной степени метаморфические преобразования: от почти неизмененных пород и другие более мелкие (всего изучено 19 массивов Южно-Ковдорской площади).

Типоморфным является крупный (протяженностью до 7 км и мощностью около 1,5 км) пластинообразный крутозалегающий массив р. Соркайоки, вытянутый в северо-западном направлении и секущий складчатые структуры архейских гнейсов. Он сложен преимущественно свежими мелко-среднезернистыми ультраосновными породами с подчиненным количеством основных разновидностей с массивными текстурами. В его составе преобладают лерцолиты, реже встречаются плагиоклазовые вебстериты и троктолиты, оливиновые габбронориты и гарцбургиты. Оливин в породах (15-75%) образует как крупные идиоморфные кристаллы размером до 1.5 мм, так и мелкие округлые зерна (0.2-0.5 мм) в виде пойкилитовых включений в пироксене, реже - в плагиоклазе. Состав его варьирует в пределах $Fo_{81.1-84.3}$. Содержание клинопирксена (En_{49} Fs_{5} Wo_{46}) существенно меняется в породах, достигая 75% от объема породы. Ортопироксен (En_{81-85} Fs_{13-17} Wo_{2-5}) наблюдается в виде бесцветных удлиненных кристаллов размером до 1 мм (5-55%). Полисинтетически сдвойникованные зерна плагиоклаза (An_{57-59}) выполняют интерстиции между темноцветными минералами, а также образуют пойкилитовые включения в пироксенах. Максимальные концентрации его в породах не превышают 20 %. В ряде образцов зерна оливинов и, частично, ортопироксенов на границе с плагиоклазом часто окружены тонкими (< 0.02 мм) однослойными или двухслойными каймами амфиболпироксенового состава, образуя коронитовую, или друзитовую, структуру. Объем кайм может достигать 55% объема породы. Во всех образцах отмечается равномерная мелкая

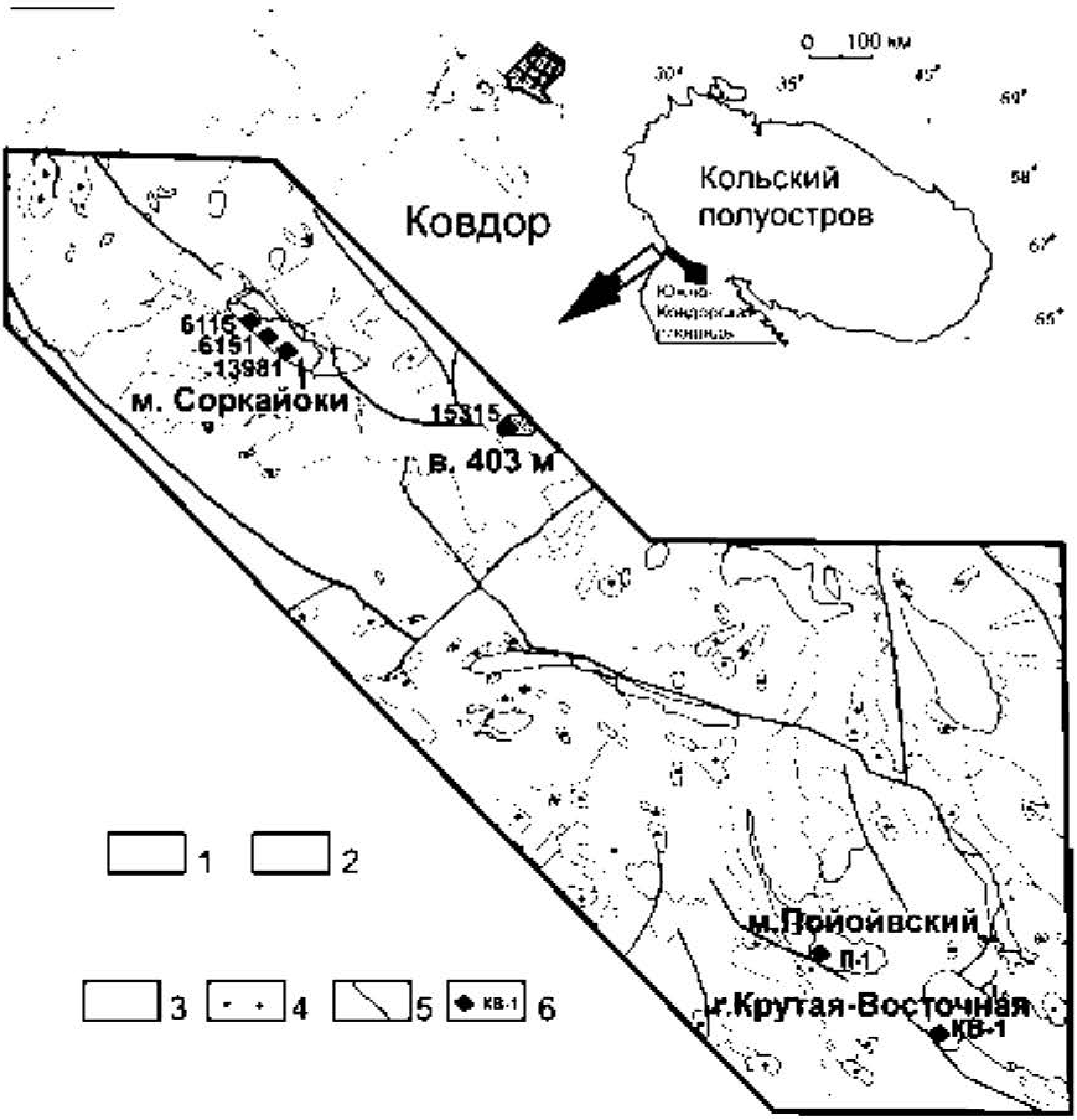


Рис.3.26. Схематическая геологическая карта Южно-Ковдорской площади

Условные обозначения: 1-2 - комплекс основания (AR2) - 1 – плагиогнейсы биотитовые, 2 – амфиболиты; 3 – ультрабазит-базитовые массивы (PR1 - сумий), 4 – граниты плагиомикроклиновые и микроклиновые (PR1 - карелий), 5 – разрывные нарушения, 6 – пробы и их номера.

вкрапленность хромита (1-3%), содержание Cr_2O_3 в котором достигает 46.8 мас.%. Близок по составу дифференциатов к описанному выше Пойойвский массив, в строении которого преобладают оливиновые габбронориты и габбронориты.

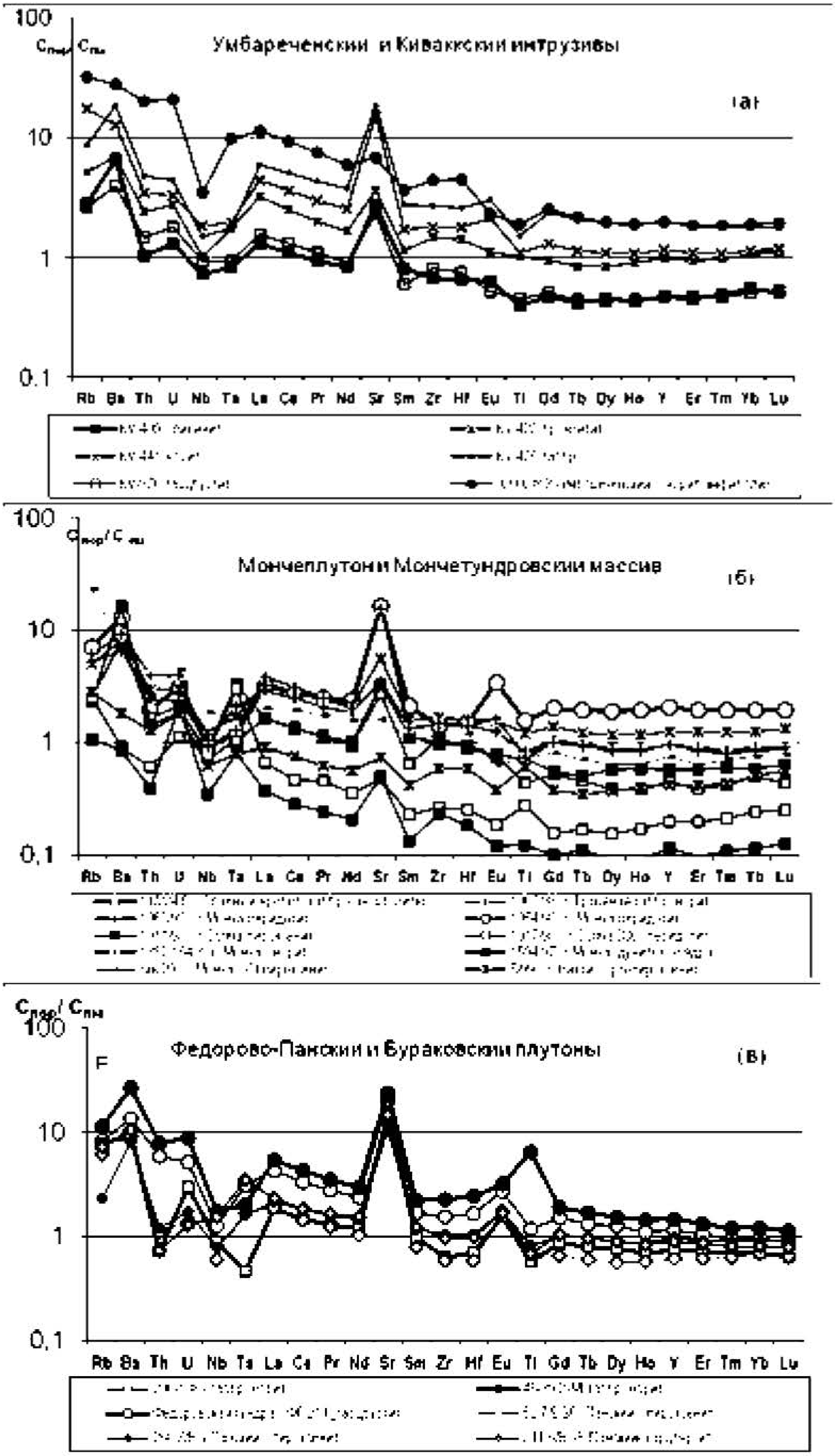


Рис. 3.27. Спектры распределения редких элементов в расслоенных массивах

Детальная характеристика строения и изотопно-геохимические данные для эталонных массивов, указанных выше (Мончеплутона, Главного хребта и др.) дана в двухтомнике В.Ф. Смолькина с соавторами (2004), поэтому здесь не приводится. Представляются только геохимические новые данные автора, полученные для этих интрузивов, которые имею определнную ценность, поскольку был опрелен широкий спектр элементов в отличие от предыдущих работ по данному региону, где даются спектры только редкоземельных элементов.

Поведение редких элементов в породах интрузивов Карело-Кольского региона

Анализ распределения редких элементов в породах расслоенных плутонов и массивов друзитового комплекса, а также их сравнительная характеристика выполнены с помощью построения спайдер-диаграмм, полученных нормированием содержаний элементов в породах к содержаниям в примитивной мантии.

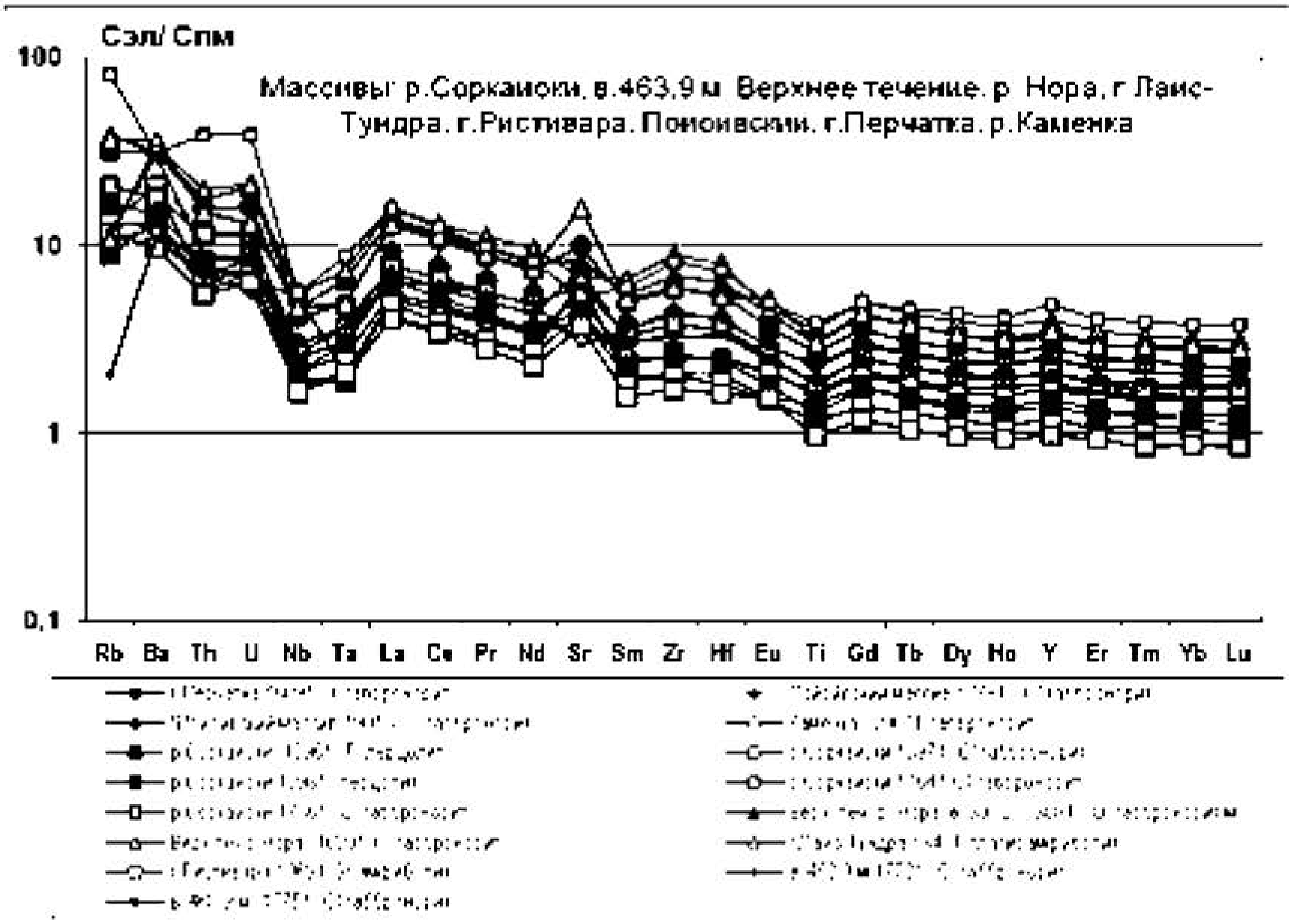


Рис.3.28. Спектры распределения редких элементов в массивах Южно-Ковдорской площади

Таблица 3.7. Sm-Nd изотопный состав пород и минералов ультраосновных массивов Южно-Ковдорского района

№ обр.		[Sm]	[Nd]	^{147}Sm/^{144}Nd	^{143}Nd/^{144}Nd	±2s	2.41	εNd(2.41	±2s	εNd
Соркайоки										
6115	wr	0.666	2.747	0.1466	0.51187	0.000008	0.50954	0.57	0.50	1.06
6115	cpx	1.651	5.145	0.1940	0.51263	0.000004	0.50955	0.69	0.50	0.72
6115	opx	0.122	0.335	0.2202	0.51308	0.000009	0.50959	1.42	0.50	1.19
6115	pl	0.840	5.351	0.0949	0.51102	0.000006	0.50951	-0.11	0.50	0.89
6115	ol	0.148	0.434	0.2062	0.51285	0.000007	0.50957	1.17	0.50	1.07
6151	wr	0.637	3.008	0.1279	0.51150	0.000005	0.50946	-0.96	0.50	-0.28
6151	cpx	1.624	5.350	0.1835	0.51244	0.000003	0.50953	0.26	0.50	0.39
6151	opx	0.220	0.572	0.2325	0.51326	0.000007	0.50957	1.12	0.50	0.77
6151	pl	0.798	5.259	0.0917	0.51096	0.000008	0.50951	-0.15	0.50	0.88
6151	ol	0.148	0.538	0.1664	0.51214	0.000005	0.50949	-0.36	0.50	-0.06
13981	wr	0.622	2.838	0.1325	0.51166	0.000004	0.50955	0.82	0.50	1.45
13981	cpx	1.229	3.945	0.1884	0.51255	0.000008	0.50956	0.95	0.50	1.03
13981	opx	0.235	0.649	0.2185	0.51305	0.000011	0.50958	1.38	0.50	1.16
13981	pl	0.742	5.074	0.0885	0.51092	0.000006	0.50952	0.07	0.50	1.13
13981	ol	0.200	0.854	0.1415	0.51183	0.000005	0.50958	1.31	0.50	1.85
Пойойвский										
11531	wr	2.540	8.704	0.1764	0.51233	0.000004	0.50953	0.31	0.50	0.58
11531	cpx	2.141	6.308	0.2052	0.51282	0.000002	0.50956	0.90	0.50	0.79
11531	pl	1.075	5.165	0.1258	0.51150	0.000002	0.50950	-0.25	0.50	0.66
17781	wr	2.392	11.66	0.1240	0.51151	0.000004	0.50954	0.60	0.50	1.54
17781	cpx	1.078	3.470	0.1878	0.51256	0.000004	0.50957	1.19	0.50	1.30
17781	opx	0.161	0.405	0.2410	0.51341	0.000010	0.50958	1.39	0.50	0.82
17781	pl	1.405	8.709	0.0975	0.51103	0.000007	0.50948	-0.67	0.50	0.61
17781	ol	0.127	0.405	0.1903	0.51258	0.000004	0.50956	0.94	0.50	1.02

Примечания. Концентрации элементов приведены в ppm, погрешность изотопного состава неодима (^{143}Nd/^{144}Nd) приведена на 95% уровне значимости (2σ) и определяется счетной статистикой конкретного измерения. wr – валовая проба; pl – монофракция плагиоклаза, cpx – клинопироксена, ol – оливина, opx – ортопироксена. Пробы 6115, 6151 и 13981 - плагиоклазовые лерцолиты массива Соркайоки, пробы и 11531 (метагаббро) и 17781 (оливиновыйо габбронорит) - массив Пойойвский. Первичный изотопный состав неодима (εNd) рассчитан на изохронный возраст соответствующего образца и возраст 2.41 Ga, полученный U-Pb методом по цирконам. Аналитик Б.В. Беляцкий (ВНИИОкеангеология).

Спектры, типичные для всех пород расслоенных плутонов (рис. 3.27) характеризуется двумя главными особенностями: наличием отрицательной Ta-Nb аномалии и резким обогащением легкими элементами. Для них также типична положительная Sr и слабо проявленная отрицательная Ti аномалии. Правая часть спектра, отражающая поведение тяжелых редких земель, – ровная или слегка загнута вверх (что по мнению ряда авторов (Слабунов и др., 2005), является признаком исходных бонинитовых магм). Такие спектры типичны Умбареченского и Киваккского массивов (рис. 3.27а), особенно для Мончеплутона и Мончетундровского массивов (рис. 3.27б), а также Бураковского и Федорово-Панского плутонов (рис.3.27в). Уровень концентраций элементов-примесей в породах последнего меняется почти на порядок, особо низкими значениями характеризуются дуниты и оливиновые нориты плутона.

К спайдер-диаграммам расслоенных плутонов близки спектры пород массивов друзитового комплекса: перидотиты массива р.Соркайоки (рис. 3.28), габбронориты Пойойвского интрузива, г. Перчатка, р. Каменка, высоты 463.9 м, верхнего течения р. Нора, амфиболиты г. Лайс-Тундры и г. Риставара. Однако они немного отличаются от эталонных расслоенных плутонов более крутым наклоном спектров в области тяжелых редких земель.
В целом же, геохимические особенности пород Карело-Кольского региона, особенно Южно-Ковдорской площади, возраст которых составляет 2410 – 2450 Ма (опреления U-Pb методом по цирконам и Sm-Nd по породам и минералам – Криволуцкая и др., 2010_2) возраст, близки к таковым нижнетриасовым интрузивам Норильского района: они несут те же самые черты коровго происхождения, что и норильские массивы. Об этом же свидетельствую и изотопные характеристики, в частности, e Nd (0±1.4). К этому же типу относятся и породы Чинейского и Луктурского массивов в Северном Забайкалье.

Выводы.

1. По геохимическим особенностям пород ультрабазит-базитовые интрузивы Норильского района нормальной щелочности подразделяются на 3 геохимических типа: дюмталейский (средневзвешенное содержание MgO=19-23 и TiO_2 >1 мас.%, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.703$, $\varepsilon Nd = +6\text{-}8$; отсутствие Ta-Nb и Pb аномалий), нижнеталнахский (MgO=13-16, TiO_2 <1, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.710$, $\varepsilon Nd = -8\text{--}10$; присутствие отрицательной Ta-Nb и положительной Pb аномалий, существенное обогащение крупноионными литофильными элементами) и норильский (MgO=10-12 и TiO2 <1 мас.%, $^{87}Sr/^{86}Sr=0.706$, $\varepsilon Nd = -0.5$; отрицательная Ta-Nb и положительная Pb аномалии), соответствующие лавам 2, 3 и 4 циклов (гудхихинской, надеждинской и моронговской свитам).
2. Геохимические сообенности пород не связаны со степенью рудоносности массива (содержит он богатые руды, убогую минерализацию или является безрудным). Это

же положение применимо и к массивам других изученных регионов – Северного Забайкалья и Карело-Кольского. Причем все массивы характеризуются коровыми харатеристиками: спектрами распределения редких элементов и радиогенных изотопов.

3. Рудоносные и безрудные массивы отличаются распределением элементов-примесей в оливинах, их накоплением в процессе фракционирования, что возможно, связано с различной фугитивностью кислорода при кристаллизации сформировавших их магм.

Таблица 3.8 Изотопный состав габбро-долеритов, базальта и ангидрита Норильского района

№ пп	Интрузив, свита	№ обр.	$^{206}Pb/^{204}Pb$	2σ	$^{207}Pb/^{204}Pb$	2σ
1	Нижненадеждинская	530/12	18.125	0.001	15.511	0.001
2	Норильк 1	G22/67	18.057	0.001	15.582	0.001
3	Нижне-Таланхский	TG31/824	18.120	0.001	15.638	0.001
4	Ангидрит	OV16/1096	19.057	0.005	15.646	0.004

Продолжение Таблицы 3.8

№ пп	$^{208}Pb/^{204}Pb$	2σ	$^{87}Sr/^{86}Sr$	2σ	$^{143}Nd/^{144}Nd$	2σ
1	38.340	0.002	0.710139	0.000003	0.510878	0.000003
2	38.055	0.002	0.706385	0.000003	0.512568	0.000003
3	38.279	0.002	0.708904	0.000003	0.512300	0.000003
4	38.312	0.011	0.707942	0.000002	0.512509	0.000016

Примечание. Анализы выполнены в Институте Геомар, г. Киль, Германия. Аналитик F. Hauff.

ГЛАВА 4. Взаимоотношения лав и рудоносных массивов

Вопрос о комагматичности интрузивных пород и вулканитов в Норильском районе поднимался неоднократно, но до сих пор не получил окончательного решения. Одни исследователи продолжают выделять вулкано-плутонические формации (Duzhikov et al.,1992; Радько, 1991; Keays, Lightfoot, 1995), другие рассматривают массивы норильского комплекса в качестве производной самостоятельной магмы (Лихачев, 2006; Малич, 2010).

Главными породами в качестве комагматов рудносных интрузивов рассматривались сначала пикриты гудчихинской свиты на основании высокомагнезиального состава тех и других образований. Однако позже полученные спектры распределения элементов-примесей подчеркивают отличия гудчихинских пикритов от пород норильского комплекса. Именно в этих породах обнаружены наиболее примитивные для Сибирской платформы расплавы, не подверженные коровой контаминации (Соболев и др., 2009_1): в них отсутствует типичная для всех трапповых пород провинции Ta-Nb отрицательная аномалия, а вместо положительной Pb аномалии появляется слабая отрицательная. Таким образом, гудчихинские расплавы по всем своим характеристикам отличаются от таковых, сформировавших рудоносные массивы: им присущи менее обогащенные редкими элементами спектры, обедненность HREE, отсутствие отрицательной Ta-Nb аномалии и др. Еще одной характерной особенностью продуктов их кристаллизации являются чрезвычайно высокие концентрации Ni в оливинах, превышающие почти в два раза содержания этого элемента в оливинах рудоносных горизонтов, а также повышенные содержания Ca (0,40 и 0,22 мас.% NiO; 0,30 и 0,12 мас.% CaO для Fo_{82} соответственно). Все это свидетельствует о том, что пикритовые базальты и пикритовые габбро-долериты интрузивов норильского комплекса не являются производными единого родоначального расплава, как это предполагалось ранее.

1. Породам туклонской свиты придается большое значение в образовании руд в модельных построениях А.Дж. Налдретта, П.Лайтфута и других авторов (Lightfoot et al., 1994; Naldrett et al., 1992; Keays, Lightfoot, 2007), поскольку они рассматриваются в качестве продуктов кристаллизации родоначальной для рудоносных интрузивов магмы. Это заключение сделано на основании установленной повышенной магнезиальности туклонских пород и сходства их геохимических особенностей с габбро-долеритами норильского комплекса. Однако разрез туклонской свиты до сих пор был изучен только в восточной части района, в пределах палеовулканической структуры г. Сундук (район оз. Глубокого, рис.1 – разрез 1F (Lightfoot et al., 1994). Именно он был добавлен в качестве

важной составляющей к разрезу, построенному на базе данных по Хараелахской мульде (скв. СГ-9 и СГ-32) (Lightfoot et al., 1990; 1993; Brugman et al., 1993) и принятому в качестве опорного для района. Такое совмещение привело к появлению в строении вулканогенной толщи мощного (240 м) горизонта магнезиальных пород. Между тем, туклонские лавы повышенной магнезиальности (от 8-9 до 16 мас.% MgO), установлены только в пределах небольшой (Ю 3км) палеовулканической структуры г. Сундук (Lightfoot et al., 1994). В качестве аналогов этих пород рассматривались (Fedorenko et al., 1996) пикритовые базальты, выходящие на поверхность севернее Микчангдинского покрова. Однако они, как было показано авторами (Криволуцкая и др., 2005), являются кумулятивными образованиями надеждинской свиты.

Таким образом, как и в разрезе Норильской мульды, на остальной территории района среди туклонских образований преобладают толеитовые базальты (сод. 6 мас.% MgO), а локально развитые маломощные пикритовые разновидности представляют собой редкое явление. В целом, средневзвешенный состав свиты, выходящей на поверхность на протяжении более 100 км, фактически не отличается от состава вышележащих толеитовых базальтов. При сопоставлении геохимических особенностей туклонских пород с габбро-долеритами норильского комплекса при близком характере распределения в них элементов-примесей следует отметить обедненность первых U и обогащенность Eu. К этому можно добавить существенные различия в составах породообразующих оливинов между предполагаемыми интрузивными и эффузивными разновидностями – низкие концентрации никеля (в среднем 0,11 и 0,21 мас.% NiO для пикритовых базальтов и пикритовых габбро-долеритов соответственно) и повышенные кальция (0,21 и 0,12 мас.% CaO для Fo_{78}). Таким образом, выделение туклонской магмы в качестве родоначальной при формировании рудоносных интрузивов только за счет предполагаемой повышенной магнезиальности не имеет достаточных оснований.

Породы нижней части надеждинской свиты, согласно модели А. Дж. Налдретта и его последователей (Lightfoot et al., 1993; Brugman et al., 1993), должны быть генетически связаны с туклонскими базальтами: их обедненность цветными металлами обусловлена осаждением сульфидов из контаминированного вмещающими породами родоначального туклонского расплава. В случае достоверности предложенного механизма в полях развития рудоносных интрузивов породы туклонской свиты должны отсутствовать, поскольку массивы норильского комплекса, как и базальты надеждинской свиты, представляют собой продукты взаимодействия туклонской магмы с карбонатно-терригенными осадками. Как следствие этого процесса, пикритовые габбро-долериты продуктивных массивов должны быть идентичны пикритовым базальтам надеждинской свиты. Но по своим минералого-геохимическим особенностям они существенно отличаются от предполагаемых интрузивных комагматов (Лихачев, 2006). Тем не менее, в изученном авторами разрезе наряду с интрузивами норильского комплекса одновременно присутствуют породы всех указанных свит, что ставит под сомнение предложенный механизм образования руд.

4.1. Геологические взаимоотношения между лавами и интрузивами норильского комплекса

Для решения вопроса о комагматичности рудоносных интрузивов и лав в качестве главного объекта изучения была выбрана Норильская мульда, в пределах которой интрузивные образования с вкрапленными или сплошными рудами (месторождения Норильск-1, Масловское, Черногорский, Норильск-2), локализованы максимально высоко среди вулканогенных пород− в средней части разреза туфо -лавовой толщи. В других пликативных структурах района подобные массивы сосредоточены преимущественно в осадочных отложениях девона, подстилающих вулканиты (Хараелахский и Талнахский интрузивы в Хараелахской мульде; Вологочано-Пясинский интрузив в Вологочанской мульде), поэтому проводить их сопоставление с лавами значительно труднее. Важное значение имеет и тот факт, что в строении Норильской мульды принимают участие породы всех свит, используемых в модельных построениях разных авторов (гудчихинской, туклонской, надеждинской и моронговской), что позволяет детально рассмотреть вопрос об их роли в образовании руд.

В качестве опорных были выбраны скважины ОМ-6 и ОМ-25, в последней из них среди вулканитов присутствует силл норильского комплекса апофиза Масловского интрузива, содержащего богатое прожилково- вкрапленное Cu-Ni оруденение. Несмотря на небольшую мощность (12 м), силл отчетливо дифференцирован от оливиновых габбро-долеритов до лейкогаббро. Для аргументированного отнесения его к норильскому комплексу были изучены составы пород, которые оказались идентичны таковым массива Норильск 1.

В разрезе вмещающих силл вулканитов были индентифицированны 8 свит (Криволуцкая, Рудакова, 2009), и установлено, что данная апофиза прорывает породы нижней части надеждинской свиты, отличающиеся высоким La/Sm отношением, и низкими концентрациями Cu и Ni (Lightfoot et al., 1990; рис. 4.1). Для доказательства отнесения изученного силла норильскому комплексу были сопоставлены его геохимические особенности с таковыми массива Норильск 1 (табл. 4.1).Таким образом,

Таблица 4.1. Содержание редких элементов в интрузивных породах Норильской мульды

№ п/п	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр. элемент	59	65,2	67,9	71,8	78	90	96,8	103,8	425
Rb	12.6	10.4	8.43	15.1	18.7	24.8	22.4	11.6	23.3
Ba	103	68.6	71.0	120	104	97.1	114	99.3	309
Th	0.44	0.60	1.05	0.95	1.08	0.95	1.24	0.57	4.16
U	0.17	0.23	0.44	0.36	0.41	0.35	0.45	0.21	1.03
Nb	1.79	2.56	4.13	3.77	4.30	3.55	4.78	2.37	10.5
Ta	0.13	0.25	0.25	0.22	0.95	0.21	0.27	0.14	0.68
La	2.89	2.94	4.74	5.25	5.74	5.00	6.82	3.46	20.9
Ce	6.86	7.06	11.3	12.4	13.5	11.9	16.5	8.11	43.5
Pr	0.93	0.94	1.46	1.67	1.74	1.64	2.20	1.08	5.19
Sr	213	128	124	226	257	295	460	150	301
Nd	4.44	4.40	6.72	7.84	8.11	7.46	10.15	4.96	20.7
Sm	1.28	1.27	1.83	2.16	2.30	2.14	2.86	1.31	4.35
Zr	33.5	39.0	67.4	62.5	65.8	57.5	77.6	38.3	150
Hf	0.92	1.02	1.76	1.63	1.72	1.54	2.08	1.01	3.54
Eu	0.59	0.42	0.58	0.76	0.82	0.74	0.91	0.49	1.16
Ti	2930	2555	3630	4660	4565	4730	5390	2830	6035
Gd	1.53	1.49	2.20	2.58	2.66	2.51	3.30	1.51	4.30
Tb	0.26	0.25	0.37	0.45	0.46	0.43	0.58	0.26	0.69
Dy	1.87	1.74	2.54	3.02	3.15	2.91	3.83	1.79	4.37
Y	11.9	12.4	17.5	20.6	20.8	19.1	25.1	12.0	23.9
Ho	0.43	0.41	0.59	0.70	0.72	0.67	0.87	0.40	0.92
Er	1.13	1.12	1.60	1.89	1.90	1.76	2.36	1.09	2.56
Tm	0.17	0.17	0.24	0.27	0.29	0.26	0.35	0.16	0.37
Yb	1.11	1.05	1.50	1.76	1.84	1.69	2.15	1.06	2.31
Lu	0.16	0.16	0.22	0.25	0.27	0.25	0.32	0.16	0.35
Cu	7940	2180	2590	132	277	81	91.4	643	43.7
Ni	7487	2743	2875	556	295	210	164	1239	14.1
Co	176	143	143	77.6	60.9	51.1	50.3	36.2	37.7

Окончание таблицы 4.1

№ п/п	10	11	12	13	14	15	16	17	18
№ обр. элемент	427.3	428	428.6	429.5	430.9	432.6	433.4	434.1	437.5
Rb	48.5	37.1	4.30	27.3	3.51	6.81	3.85	2.57	63.5
Ba	459	355	91.1	196	74.7	163	100	117	495
Th	3.29	2.23	0.94	0.91	0.82	1.07	1.02	1.00	3.70
U	0.88	0.71	0.36	0.36	0.31	0.41	0.39	0.39	0.91
Nb	8.52	6.37	3.80	4.95	5.39	4.18	4.15	5.33	9.17
Ta	0.53	0.41	0.23	2.72	0.36	0.28	0.26	0.37	0.57
La	16.4	12.0	6.30	5.77	5.62	6.66	6.57	6.44	17.5
Ce	34.1	25.1	14.4	13.1	12.9	15.3	15.2	14.9	36.7
Pr	4.10	3.10	1.97	1.79	1.76	2.12	2.11	2.07	4.42
Sr	405	397	308	310	271	242	258	265	257
Nd	16.08	12.4	9.12	8.44	8.08	9.88	9.69	9.69	17.5
Sm	3.41	2.82	2.49	2.34	2.30	2.77	2.79	2.69	3.81
Zr	117	95.6	80.1	74.2	72.0	87.6	86.1	85.3	133
Hf	2.84	2.21	1.95	1.87	1.71	2.20	2.09	2.08	3.19
Eu	1.00	0.94	1.05	0.78	0.88	1.00	1.13	0.95	0.95
Ti	4908	4460	5766	5588	5448	6328	5989	6607	5297
Gd	3.37	2.92	2.96	2.84	2.69	3.30	3.30	3.28	3.97
Tb	0.55	0.48	0.50	0.48	0.47	0.56	0.57	0.56	0.63
Dy	3.50	3.08	3.29	3.16	3.06	3.76	3.70	3.62	4.01
Y	18.7	17.1	18.7	17.4	17.4	21.3	20.9	21.1	21.6
Ho	0.74	0.65	0.72	0.69	0.64	0.81	0.82	0.78	0.81
Er	2.00	1.79	2.00	1.88	1.80	2.26	2.25	2.19	2.31
Tm	0.29	0.27	0.31	0.29	0.27	0.34	0.34	0.33	0.35
Yb	1.87	1.67	1.96	1.78	1.75	2.19	2.13	2.08	2.18
Lu	0.28	0.26	0.29	0.27	0.26	0.33	0.32	0.32	0.34
Cu	41.7	53.0	90.4	83.1	82.1	273	123	299	29.1
Ni	72.4	139	63.7	26.1	88.4	173	112	215	43.5
Co	42.0	39.8	41.7	29.6	35.3	56.8	51.2	60.2	37.2

Примечание: 1) № п/п: 1-8 - габбро-долериты интрузива Норильск 1 (номер образца отвечает глубине по скважине Г-22), 10-17 − габбро-долериты силла скважины ОМ-25, 9,18 − базальты надеждинской свиты (номер образца отвечает глубине по скважине ОМ-25); 2) содержания элементов даны в г/т.

Масловский интрузив, а следовательно, и сопоставимые с ним остальные рудоносные интрузивы, внедрились после излияния ранних потоков базальтов nd свиты. Т.е. рудоносные интрузивы прорывают предполагаемые комагматичные вулкантиы: пикриты гудчихинской свиты, базальты туклонской и надеждинской свит. Остается предположение о комагматичности их с породами моронговской свиты, по геохимическим особенностям наиболее близкой к породам норильского интрузивного комплекса. Однако нами на п-ве Каменном (оз. Лама) была обнаружена дайка (безрудная), по всем геохимическим особенностям (содержанию MgO = 8,92, TiO_2 = 0.81 мас.% и распределению редких элементов) близкая к породам норильского комплекса и прорывающая базальты mr свиты (рис. 4.2), а внизу, на границе с надеждинской свиты был закартирован целый ряд таких даек.

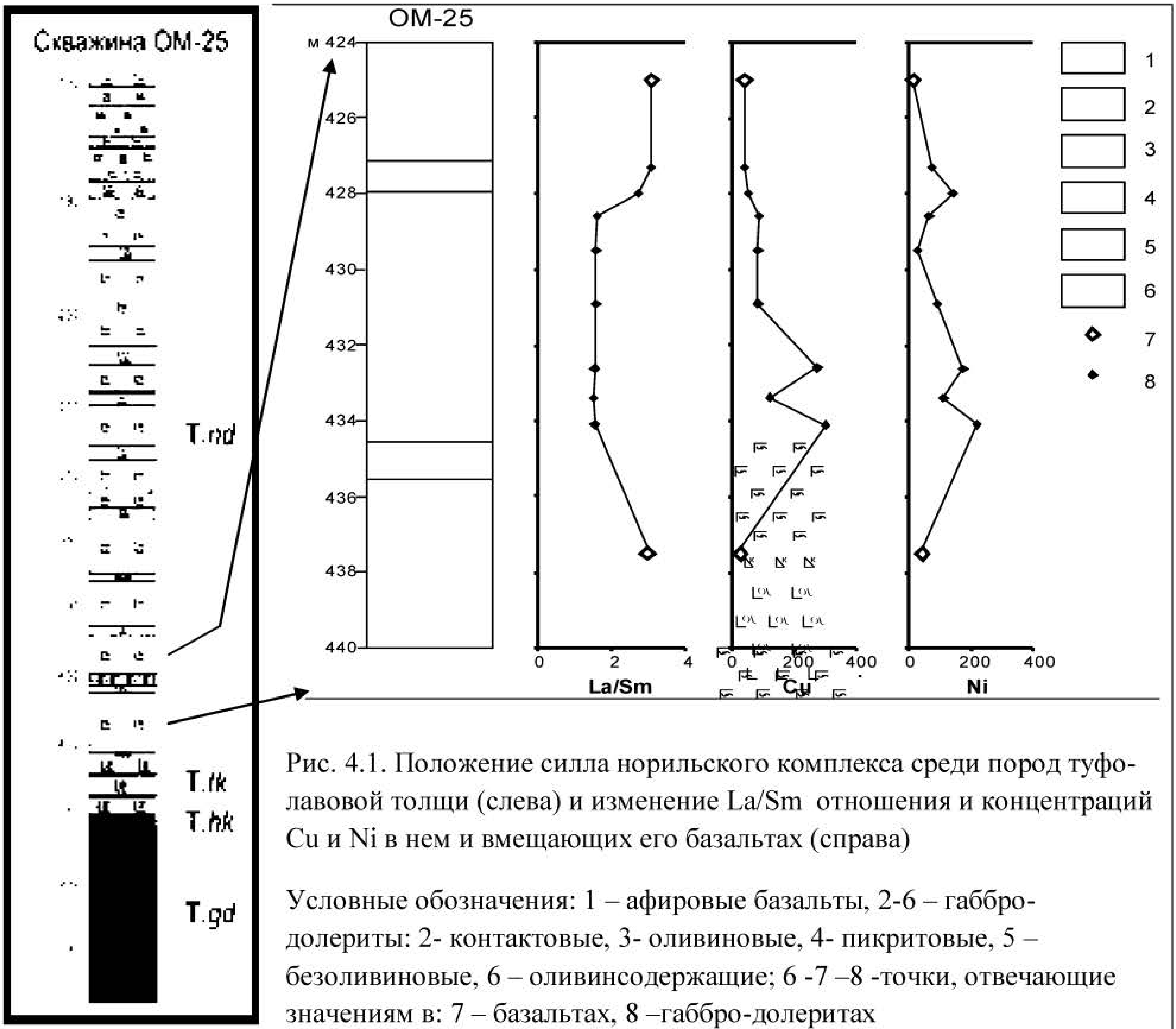


Рис. 4.1. Положение силла норильского комплекса среди пород туфолавовой толщи (слева) и изменение La/Sm отношения и концентраций Cu и Ni в нем и вмещающих его базальтах (справа)

Условные обозначения: 1 – афировые базальты, 2-6 – габбро-долериты: 2- контактовые, 3- оливиновые, 4- пикритовые, 5 – безоливиновые, 6 – оливинсодержащие; 6 -7 –8 -точки, отвечающие значениям в: 7 – базальтах, 8 –габбро-долеритах

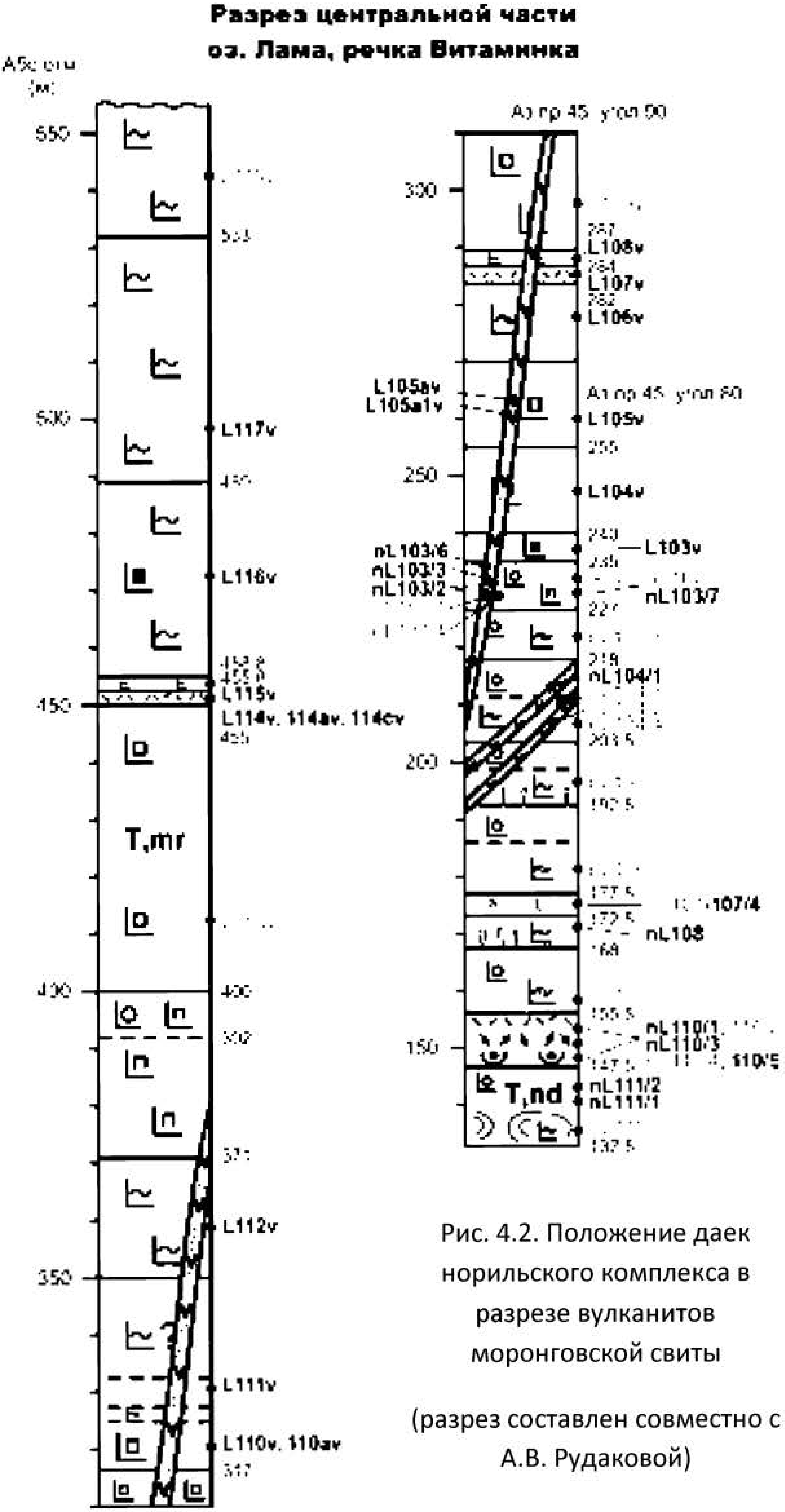


Рис. 4.2. Положение даек норильского комплекса в разрезе вулканитов моронговской свиты

(разрез составлен совместно с А.В. Рудаковой)

Поэтому вполне вероятно, что интрузивы норильского комплекса формировались в постморонговское время, но отсутствие сульфидной вкрапленности не позволяет полностью аргументировать это положение.

4.2. Сопоставление геохимических особенностей лав и интрузивов норильского комплекса

Приведенные данные по строению и составу туфо-лавовых и интрузивных пород, вскрытых скважинами в северной и восточной частях Норильской мульды, как было показано, свидетельствуют об отсутствии комагматичности между рудоносными массивами и породами гудчихинской, туклонской и надеждинской свит. Это однозначно определяется, во-первых, прорыванием силлом Масловского интрузива вулканитов указанных свит, а во-вторых, различиями в их геохимическом и минеральном составе.

В качестве еще одного вулканогенного аналога норильских интрузивов рассматривается моронговская свита (Arndt et al., 2003; Радько, 1991). Рудоносные массивы локализованы ниже слагающих ее базальтов и близки к ним по ряду геохимических параметров, в частности, по концентрациям и распределению в породах элементов-примесей (Lightfoot et al., 1993; Brugman et al., 1993. Тем не менее, по содержанию главных окислов, особенно MgO, моронговские эффузивные породы резко отличаются от образований норильского комплекса (рис.4.3). Моронговская свита на всей площади своего развития представлена исключительно толеитовыми базальтами (6-7 мас.% MgO) – в ее составе не обнаружены породы повышенной магнезиальности (как и в вышележащих свитах). Между тем, в рудоносных массивах практически все породы содержат оливин. Трудно представить полную отсадку оливина и сульфидов из расплава, объем которого достигал 50 000 км^3 в интрузивные камеры, составляющие менее 10% объема. Ведь помимо предполагаемых коленообразных подводящих каналов, где реализуется возможность накопления указанных фаз, существует множество проводников другой конфигурации, не способствующей протеканию данного процесса. К их числу относятся вертикальные каналы и трещины, существование которых подтверждается наличием вулканов центрального типа моронговского времени, закартированных как в долине р. Микчангды (результаты геологической съемки ООО «Норильскгеология» и автора) и описанные рядом авторов (Петрология и перспективы…, 1978). В пределах вулканических построек в полях развития моронговской свиты в таком случае должны были бы фиксироваться магнезиальные породы с повышенными содержаниями сульфидов. Однако на протяжении сотен километров по простиранию свиты не отмечены ни те, ни другие.

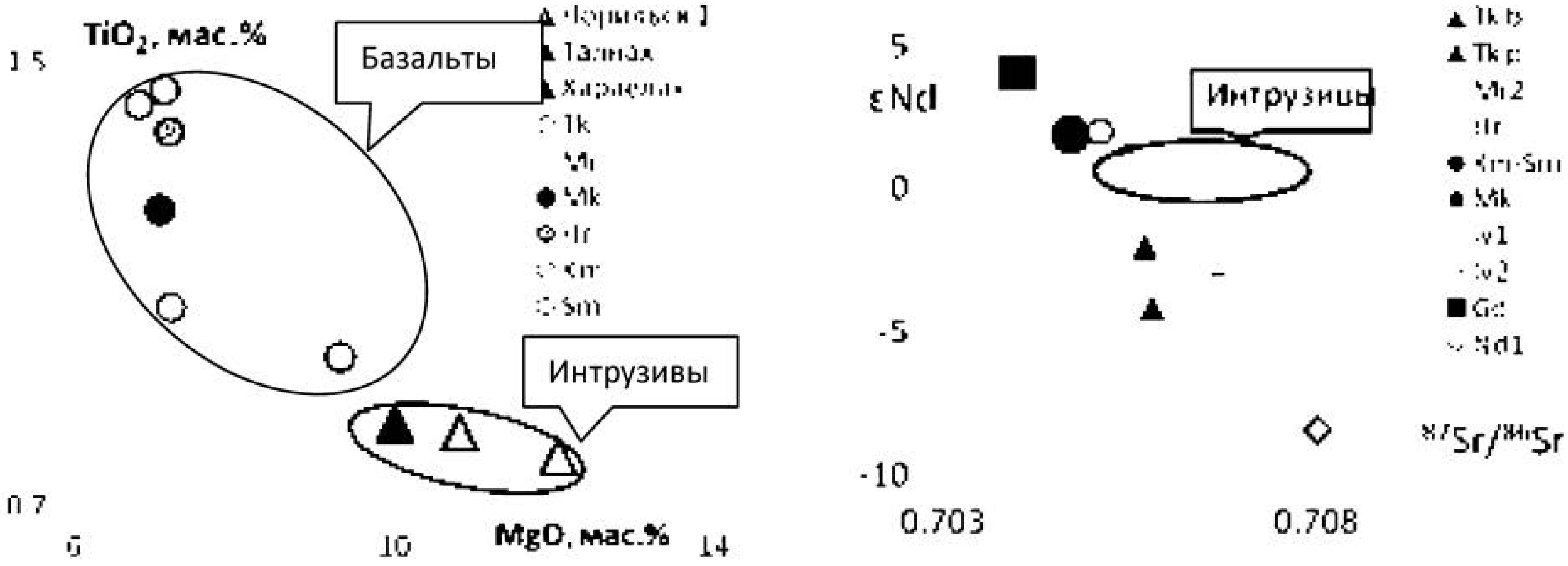


Рис.4.3 Диаграммы TiO_2 – MgO и εNd для магматических пород района

(по данным автора)

Таблица 4.2. Средневзвешенный состав интрузивов норильского комплекса и средний состав предполагаемых комагматичных им свит

Интрузив, свита	N	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	Cr_2O_3
Норильск 1, скв.МС-31	25	47.75	0.89	15.93	11.46	0.14	11.67	9.28	1.91	0.5	0.15	0.32
Норильск 1, скв. Г-22	14	47.16	0.79	15.36	12.17	0.2	12.04	10.6	0.97	0.39	0.09	0.23
Масловское, скв. ОМ-4	21	47.36	0.89	15.27	11.98	0.26	12.25	10.28	1.17	0.43	0.1	0.02
mk	9	50.3	1.3	15.99	11.81	0.2	6.93	12.08	1.08	0.16	0.12	0.02
mr	12	49.72	1.19	15.9	11.98	0.21	7.29	11.93	1.26	0.37	0.14	0.02
nd	10	51.86	1.11	15.75	10.94	0.18	6.89	11.38	1.03	0.72	0.13	0.02
tk	4	50.75	1	15.78	9.34	0.21	6.74	14.61	1.04	0.38	0.1	0.04
gd_2*	5	46.76	1.06	7.72	14.13	0.19	22.41	6.24	0.74	0.48	0.1	0.17
mk*	8	49.34	1.22	16.65	11.68	0.19	6.92	11.57	2.03	0.3	0.1	-
mr*	6	50.01	1.11	16.49	11.31	0.18	6.99	11.43	1.97	0.38	0.11	-
nd*	2	50.97	1.02	16.69	10.43	0.18	6.64	11.11	1.95	0.85	0.15	-
tk*	9	50.18	0.89	15.88	10	0.17	9.09	11.24	2.12	0.34	0.08	-
gd_2*	5	48.64	1.63	10	13.59	0.2	16.69	7.61	0.98	0.53	0.12	-

Примечание: 1 - прочерк - элемент не определялся; 2 - все составы пересчитаны на 100%; 3 - свиты: mk - мокулаевская, mr - моронговская, nd - надеждинская, tk - туклонская, gd – гудчихинская (по неопубликованным данным авторов); 4 - mk* - по данным (Lightfoot. et al., 1993), содержания окислов приведены в мас. %, 5 – Норильск 1, скв. Г-22 – средневзвешенный состав массива Норильск 2 по скважине Г-22.

И, наконец, геохимические характеристики mr и вышележащих свит – εNd (Fedorenko et al., 1996; Lightfoot et al., 1993; Wooden et al., 1993) и, особенно, изотопный состав серы (Grinenko, 1985; Ripley et al., 2003, 2010; - $\delta^{34}S = 1-5$ в базальтах и до 18 ‰ в интрузивах) - существенно отличаются от аналогичных параметров для рудоносных интрузивов. Возможно, что рудоносные интрузивы внедрились даже после формирования всей туфо-лавовой толщи, поскольку часть изотопных данных по цирконам из Хараелахского геологическим данным. массива дает возраст 220 млн. лет (Malich et al., 2010), которые не противоречат в целом геологическим данным.

Выводы.

Приведенные выше данные позволяют сделать вывод о том, что рудоносные интрузивы напрямую не связаны с лавами, а были образованы в результате самостоятельного магматического импульса в посленадеждинское время.

ГЛАВА 5. Составы исходных расплавов интрузивов

На протяжении многих лет предполагалось, что месторождения, в которых руды являются составной частью ультрабазит-базитовых интрузивных тел, могут быть образованы особыми пикритовыми рудоносными магмами, что отразилось в ранних моделях формирования норильских месторождений (Годлевский, 1959; Золотухин и др., 1978; Дюжиков и др., 1988). Примеры таких магм известны в природе, это - высокожелезистые расплавы вулкана Эль-Лако в Чили (Frutos, Oyarzun, 1975) магнетитовые лавы Сибири (Рябов. Павлов, 1991), рудные расплавы восточной части Тихого океана в районе хребета Хуан-де-Фука (Жмодик, 2002) и др. Однако в последние два десятилетия широкое распространение получила гипотеза образования медно-никелевых месторождений из расплавов толеитового состава в открытой системе (Радько, 1991; Li et al., 2009_2; Naldrett, 2009; Арискин и др., 2009).

Различия в суждениях о роли магматизма в рудообразовании во многом обусловлены методическими подходами, применяемыми для определения исходных составов расплавов как для интрузивов, так и для лав. До сих пор в Норильском районе они рассчитывались как средневзвешенное для отдельных интрузивных тел (Днепровская и др., 1985, 1987), либо же параллелизовались с различными продуктами кристаллизации магм: 1) пикритовыми базальтами и пикритовыми габбро-долеритами или 2) габбро-долеритами боковых силлов рудоносных массивов (Золотухин и др., 1986; Рябов и др., 2000; Naldrett, 1992). Однако первые являются кумулятивными образованиями, а связь последних с интрузивами не всегда надежно установлена.

Поэтому в последние годы нами были предприняты попытки использования других методов для получения данных об исходных расплавах ряда массивов Норильского рудного района: 1) непосредственное определение их составов с помощью изучения природно или экспериментально закаленных расплавов в стекла в оливинах пикритовых базальтов и пикритовых габбро-долеритов ряда интрузивов; 2) по результатам геохимической термометрии с использованием с ЭВМ-модели "КОМАГМАТ-3.5".

5.1. Составы расплавов по данным изучения магматических включений

Возможность получения прямой информации о составах расплавов при изучении магматических включений в минералах появилась в последние два десятилетия в связи с развитием новых прецизионных методов исследования вещества (Соболев, 1996; 1997; Inclusions in minerals…, 2005). В мировой практике изучения платиновых и медно-никелевых месторождений имеются пока единичные примеры разработки моделей их формирования с использованием данных, полученных по магматическим включениям

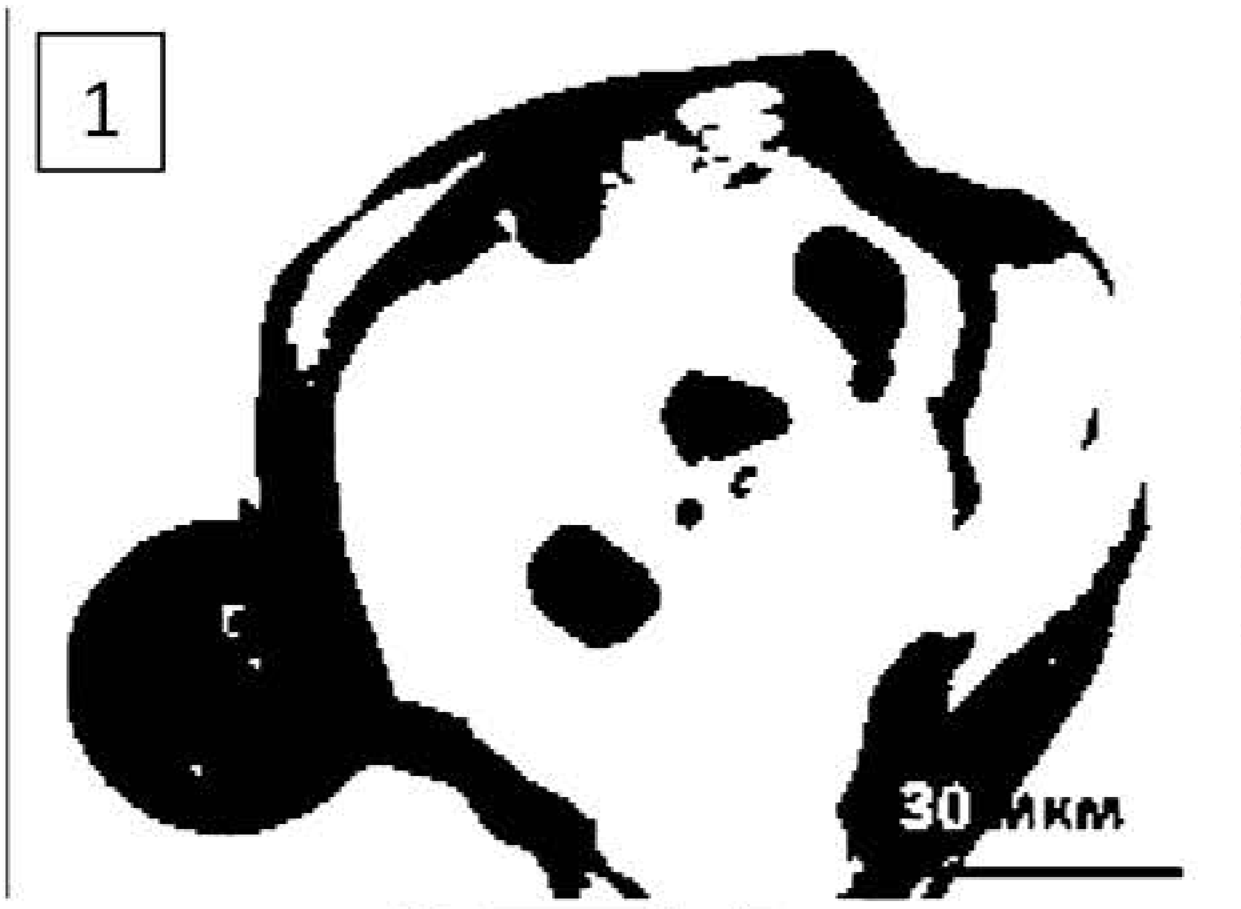
(Булгакова, 1971; Булгакова, Рябов, 1972; Ворцепнев, 1978; Криволуцкая, Соболев, 2001; Конников и др., 2005). В большинстве случаев работы базируются на изучении кристаллических и флюидных включений (Ballhaus, Stumpfl, 1986; Boudreau et al., 1986; Boudreau, 1988). Публикации, посвященные формированию Сибирских траппов с учетом данных по расплавным включениям, касаются преимущественно щелочных и субщелочных пород провинции (Соболев, Слуцкий, 1984; Ryabchikov et al., 2001, Рябчиков и др., 2009; Соболев и др., $2009_{1,2}$).

5.1.1.Включения в оливинах

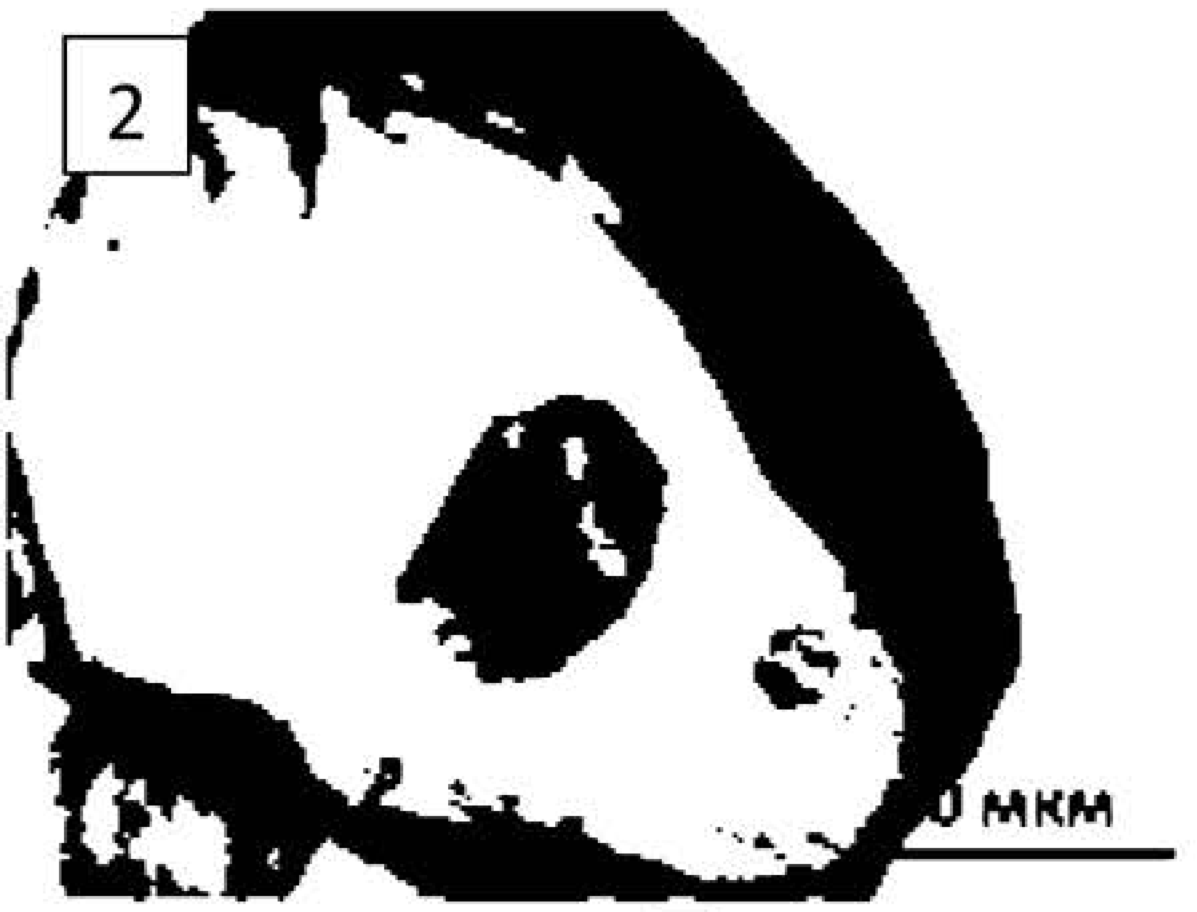
Нами были впервые исследованы составы магматических включений в оливинах из пород главного этапа траппового магматизма. Состав включений был изучен для ряда рудоносных (Талнахский, Хараелахский, Северо-Масловский и Норильск 1) и безрудных (Нижне-Талнахский, Зеленогривский) массивов (Криволуцкая, Соболев, 2001; Криволуцкая, 2011_1), а также пикритовых базальтов гудчихинской свиты (Соболев и др., 2009_1). В оливинах обнаружены следующие типы магматических включений (рис. 5.1): 1) расплавные: стекловатые и раскристаллизованные – частично (стекло + газ + твердая фаза – ортопироксен, амфибол, ильменит, апатит) и полностью (газ + твердые фазы); 2) кристаллические (плагиоклаз, альбит, пироксены, хромшпинелиды, апатит); 3) флюидные и 4) комбинированные (твердая фаза + расплав или флюид). Разные типы включений использовались нами для оценки составов магм и условий их кристаллизации: расплавные (раскристаллизованные) – для определения составов исходных расплавов; стекловатые и флюидные – для установления содержания летучих компонентов; кристаллические – для расчета температур и fO_2 при кристаллизации магм.

Несмотря на общее сходство, существует разница в соотношении выделенных типов включений в различных интрузивах. В Талнахском, Хараелахском, Нижне-Талнахском и Норильск 1 массивах при доминирующей роли расплавных включений встречается большое количество кристаллических фаз (особенно плагиоклаза, свидетельствующего о его котектической кристаллизации с оливином). В Талнахском интрузиве гораздо чаще, чем в других, встречаются стекловатые включения, а также хромшпинелиды и пироксены. В оливинах Зеленогривского массива кристаллические включения редки, а преобладают крупные раскристаллизованные расплавные включения. Эти данные свидетельствуют о разном фазовом составе исходных магм: в первом случае расплав + газ + твердая фаза, во втором – расплав + газ.

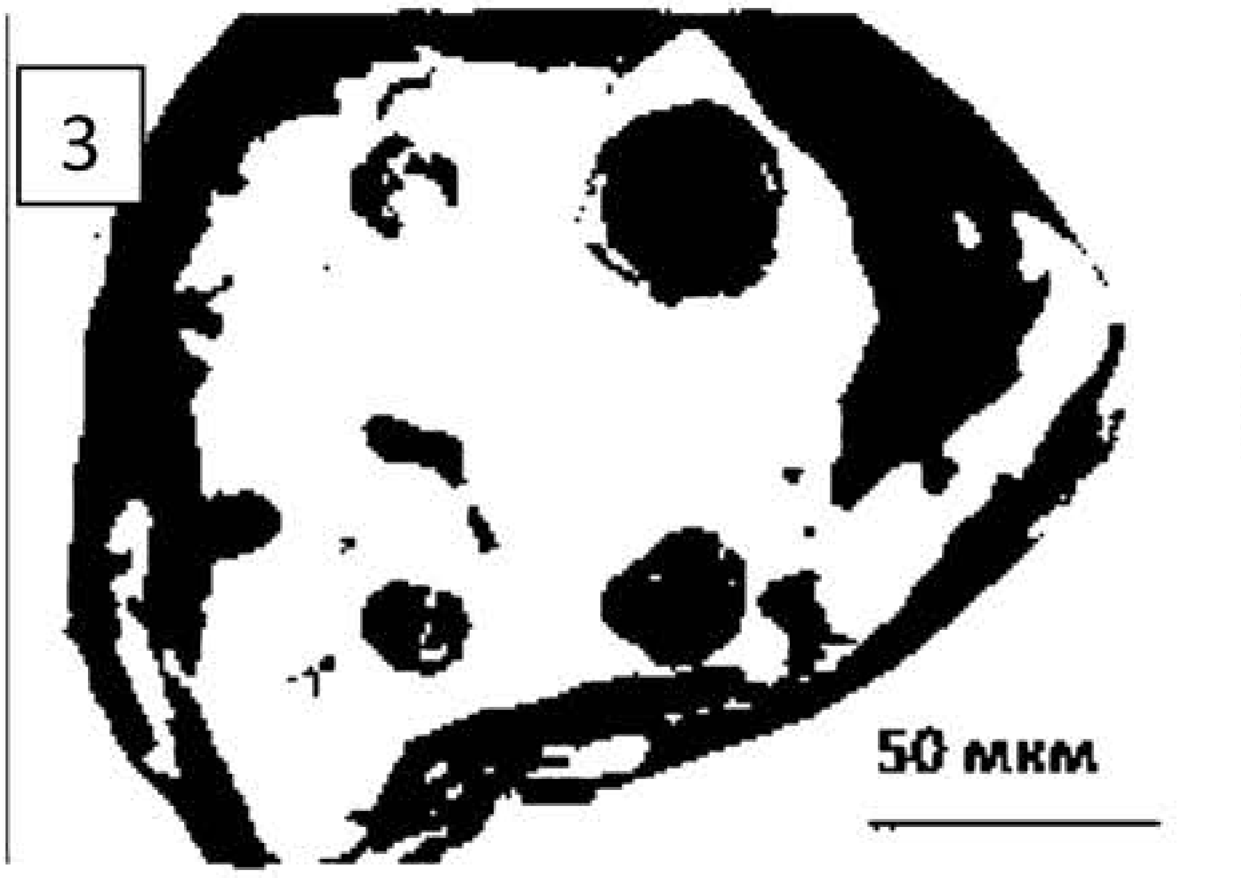
1


30 мкм

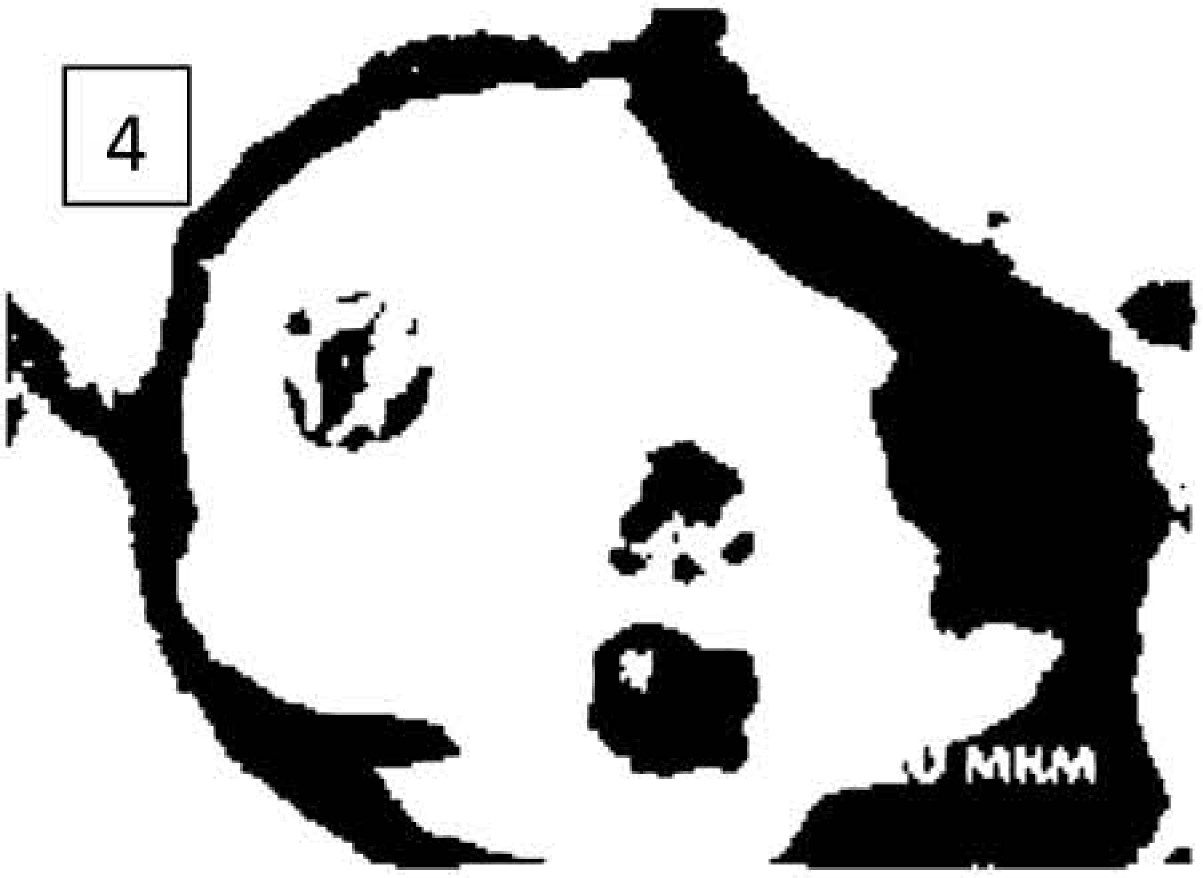
2


0 мкм

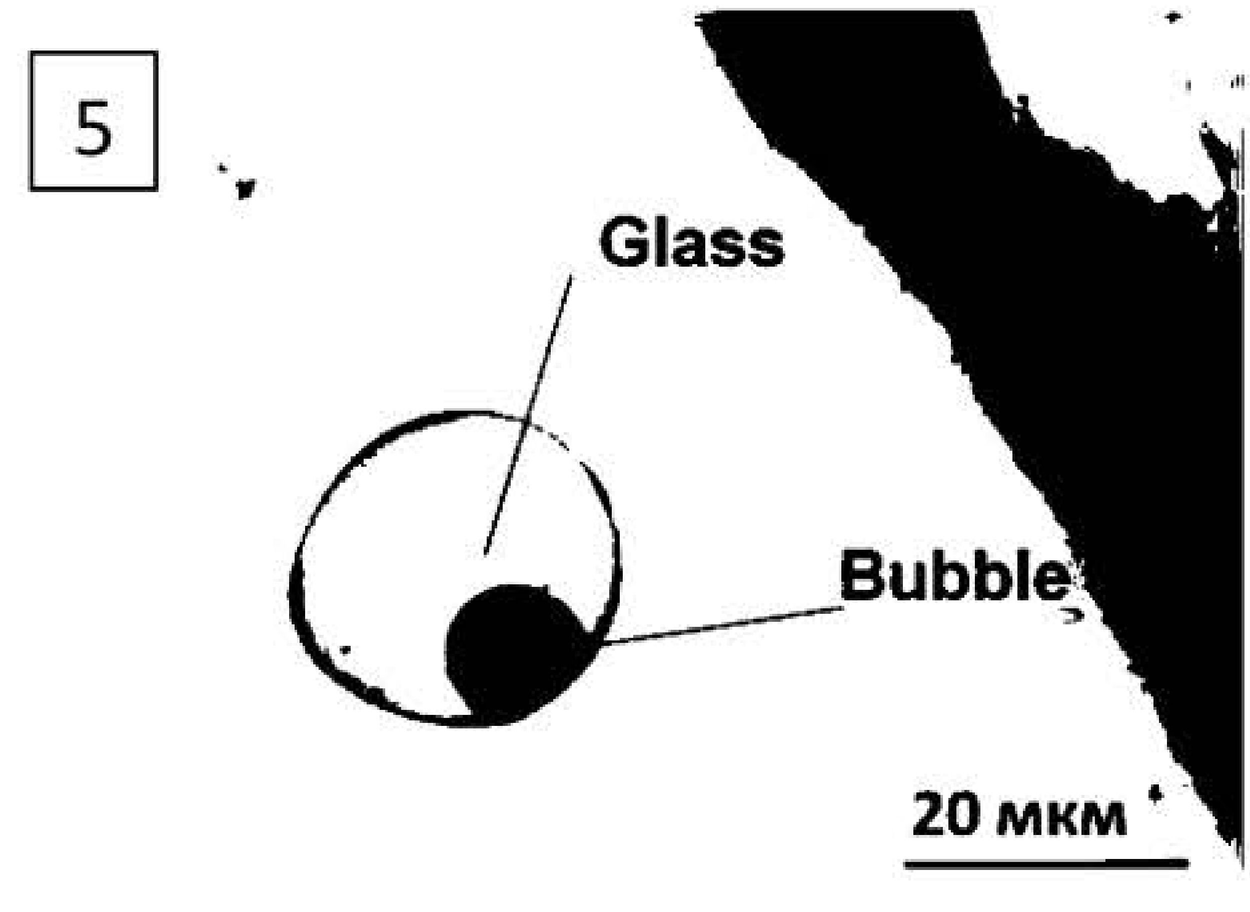
3


50 мкм

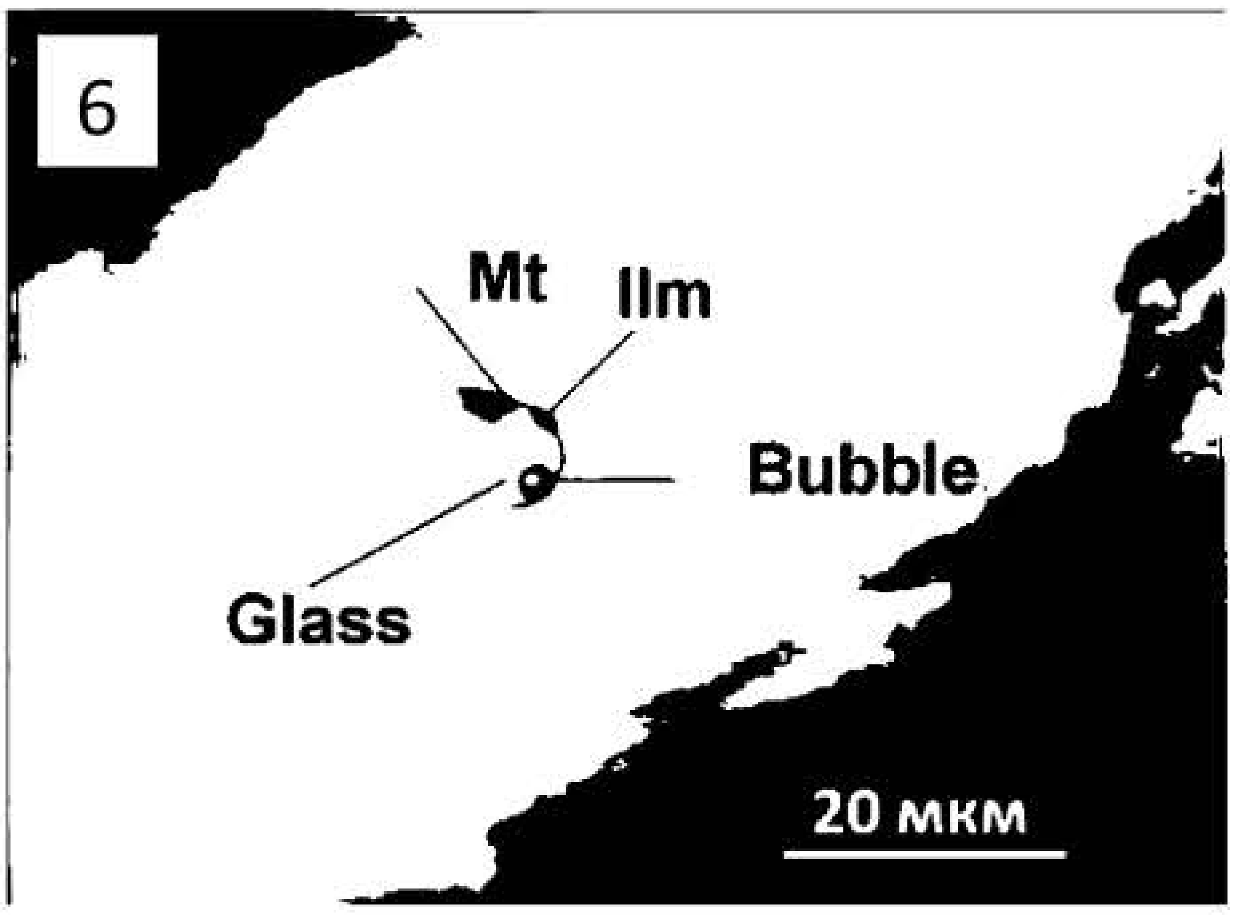
4


0 мкм

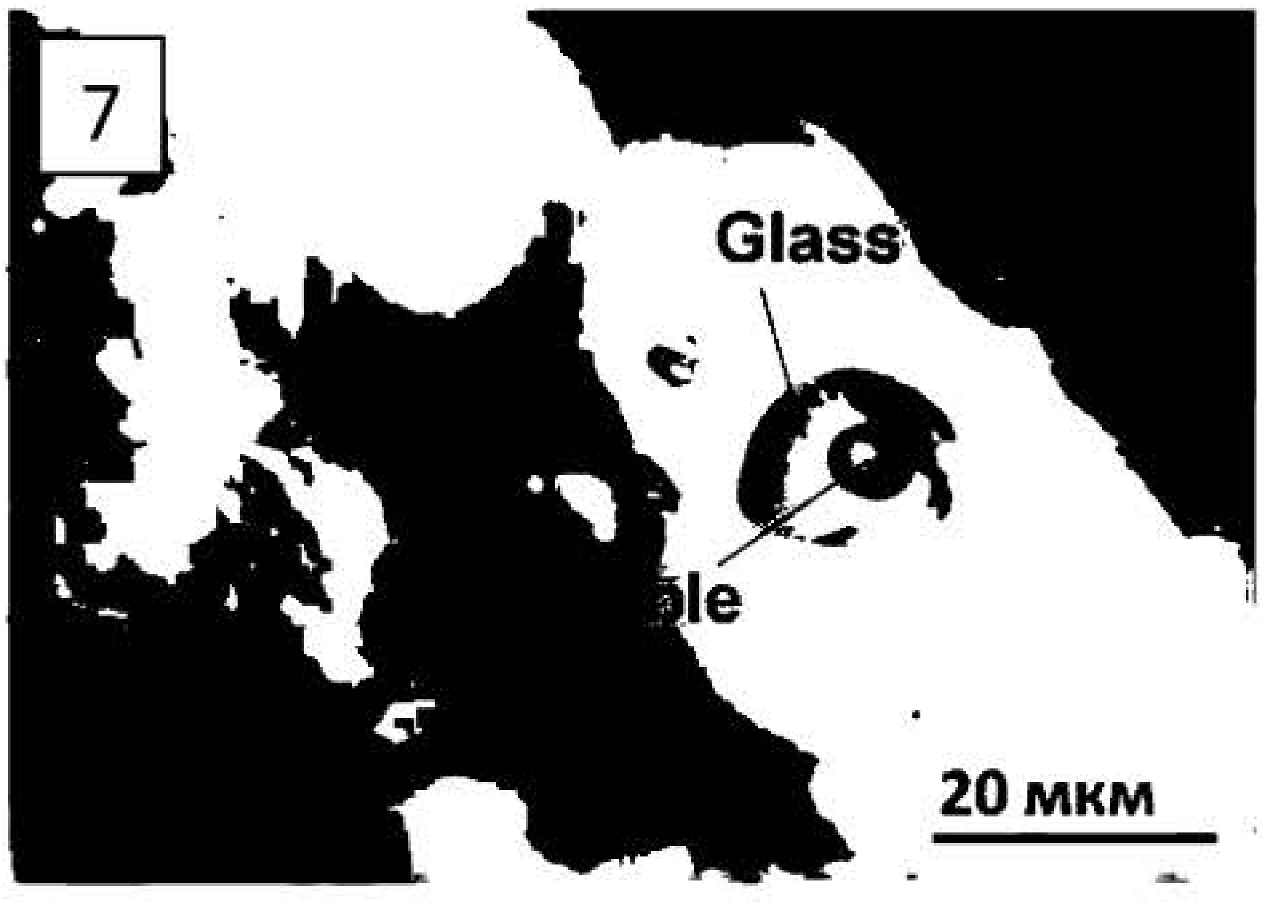
5


Glass
Bubble
20 мкм

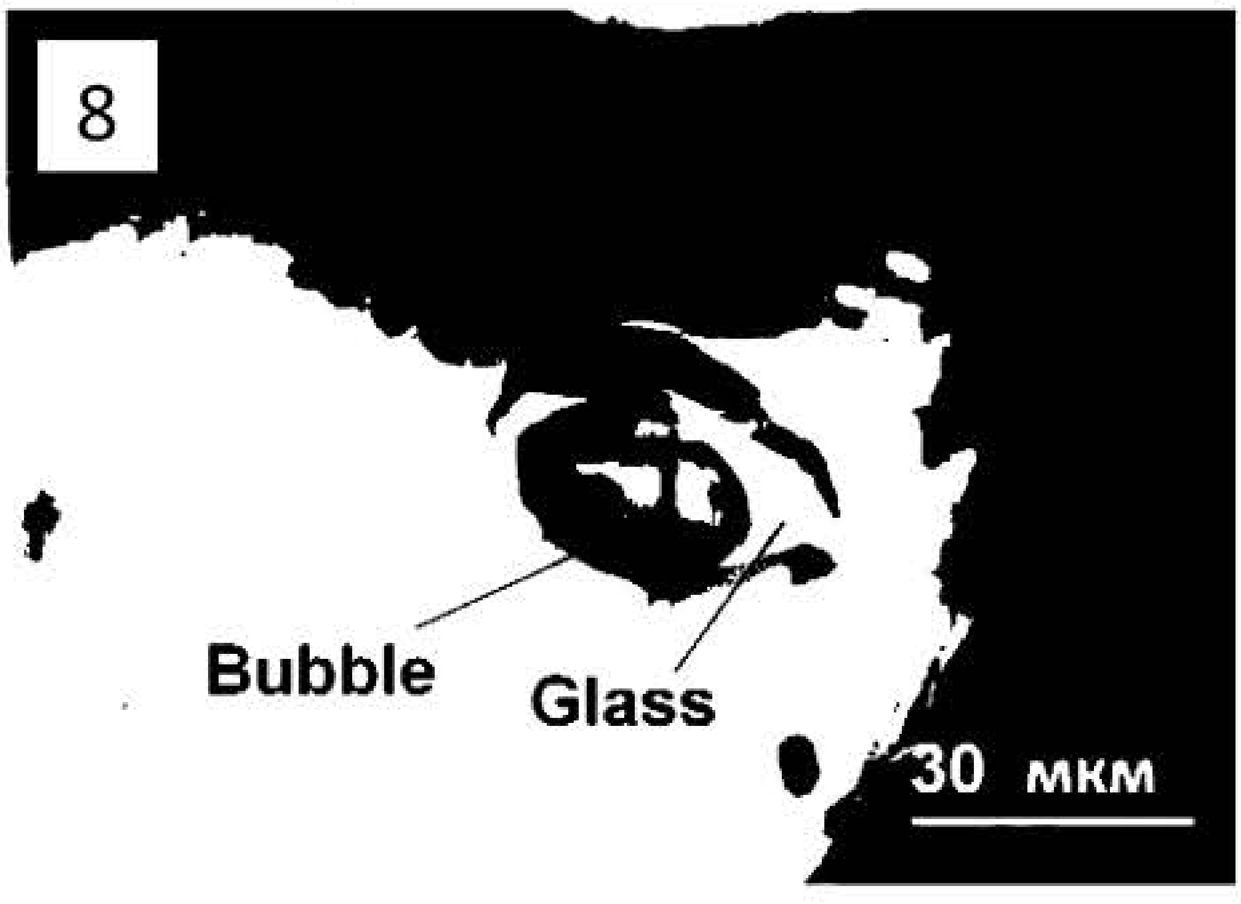
6

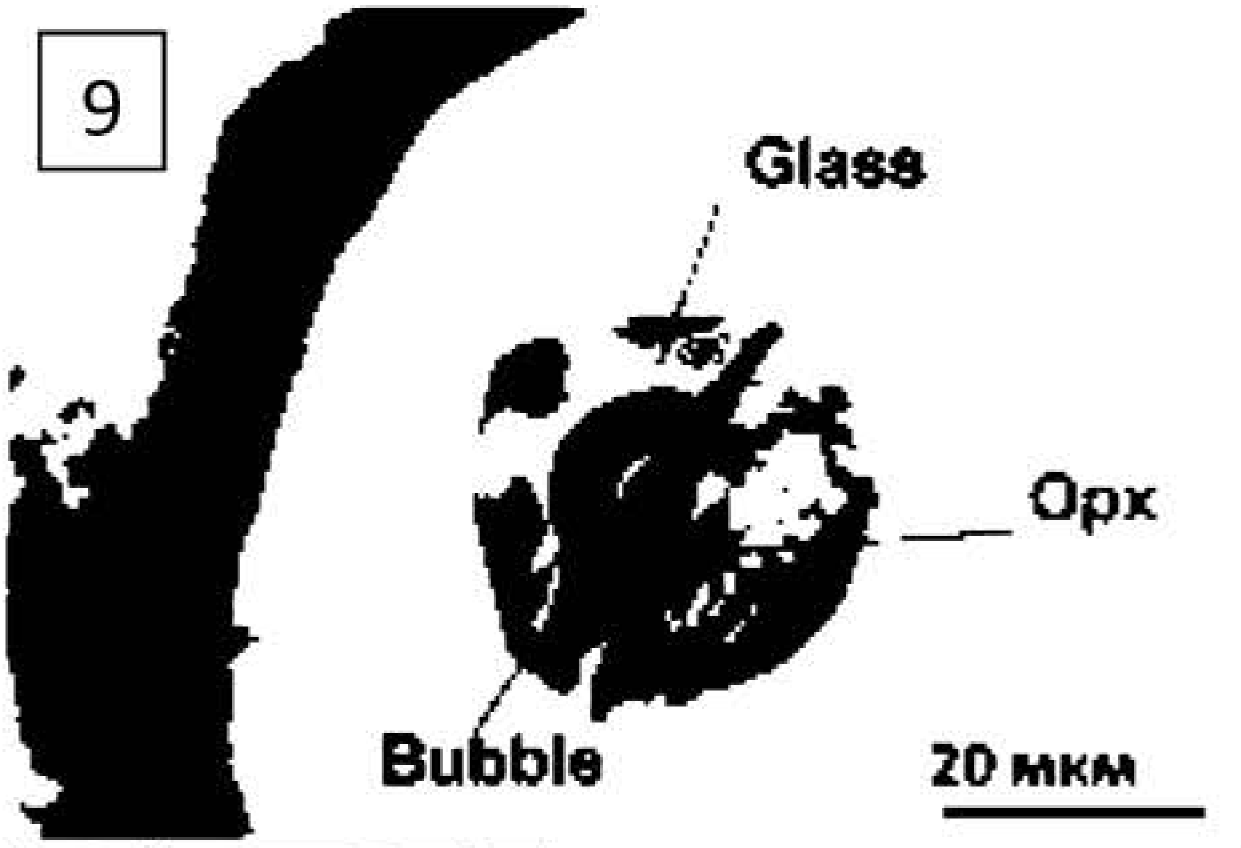

Mt
Ilm
Bubble
Glass
20 мкм

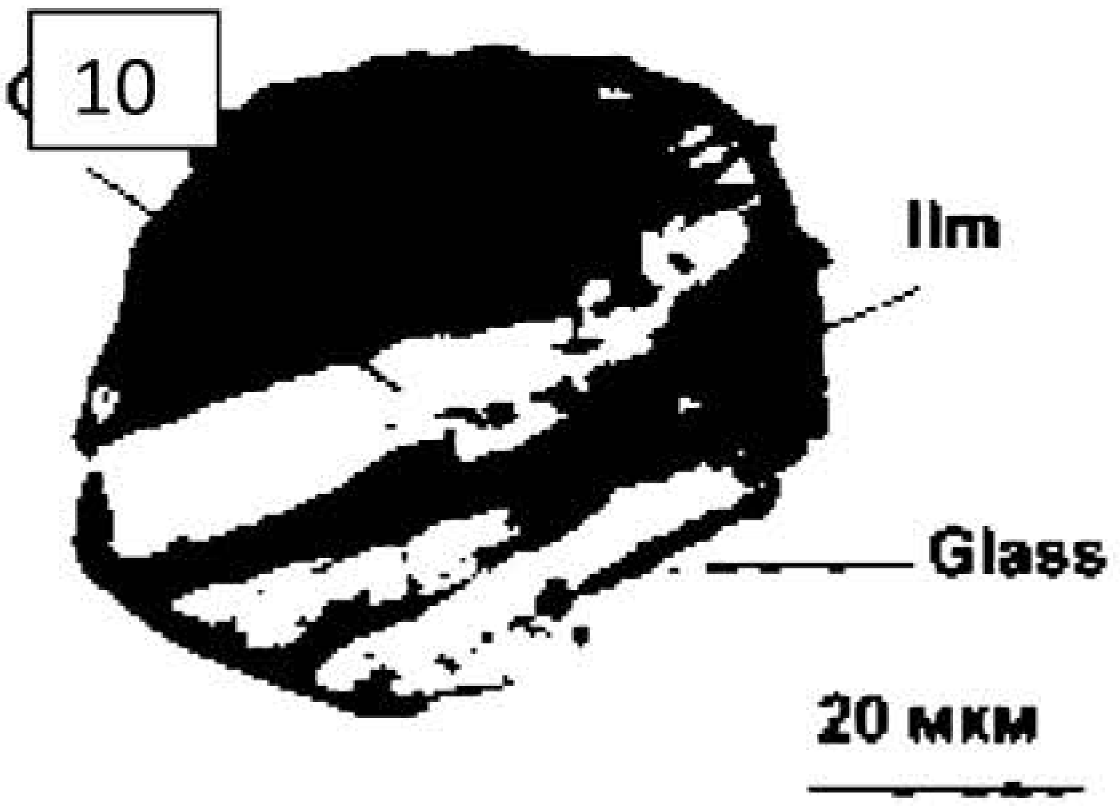
7

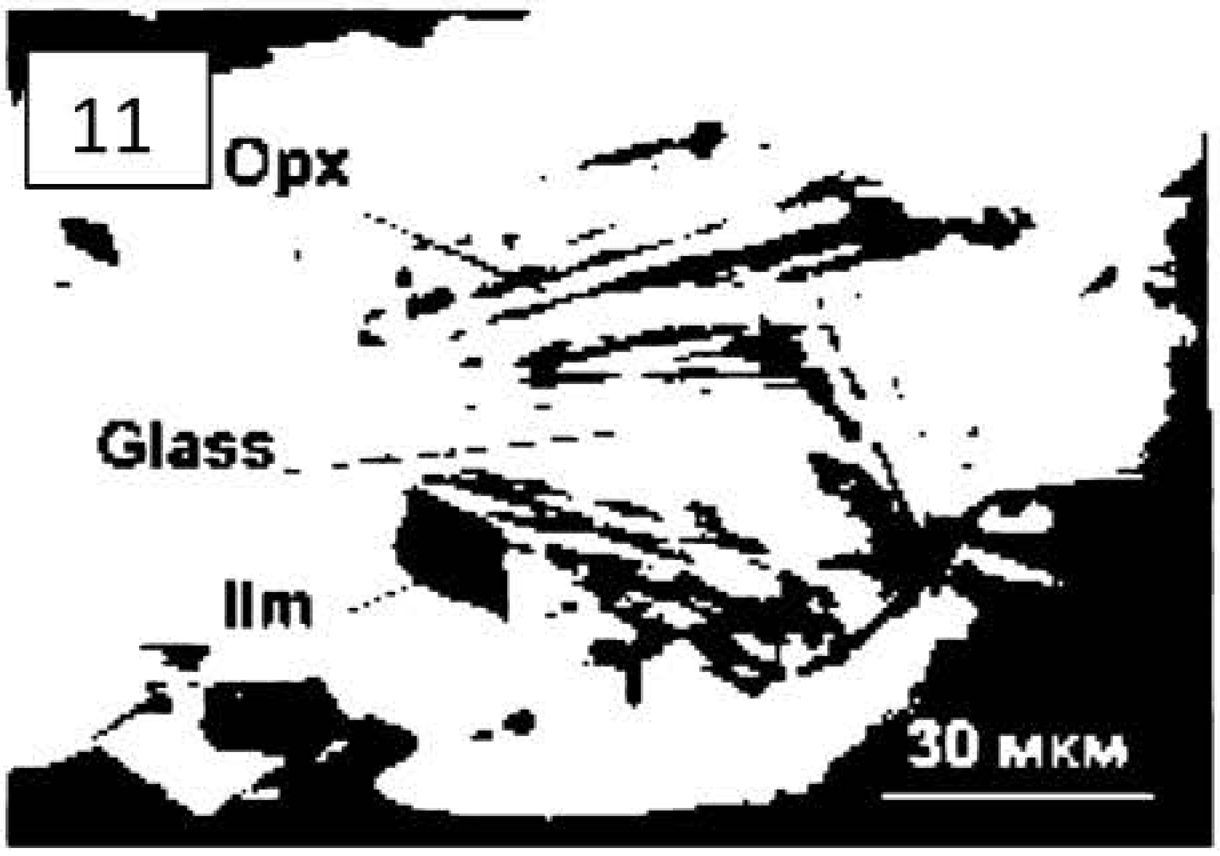

Glass
ble
20 мкм

8


Bubble
Glass
30 мкм


9

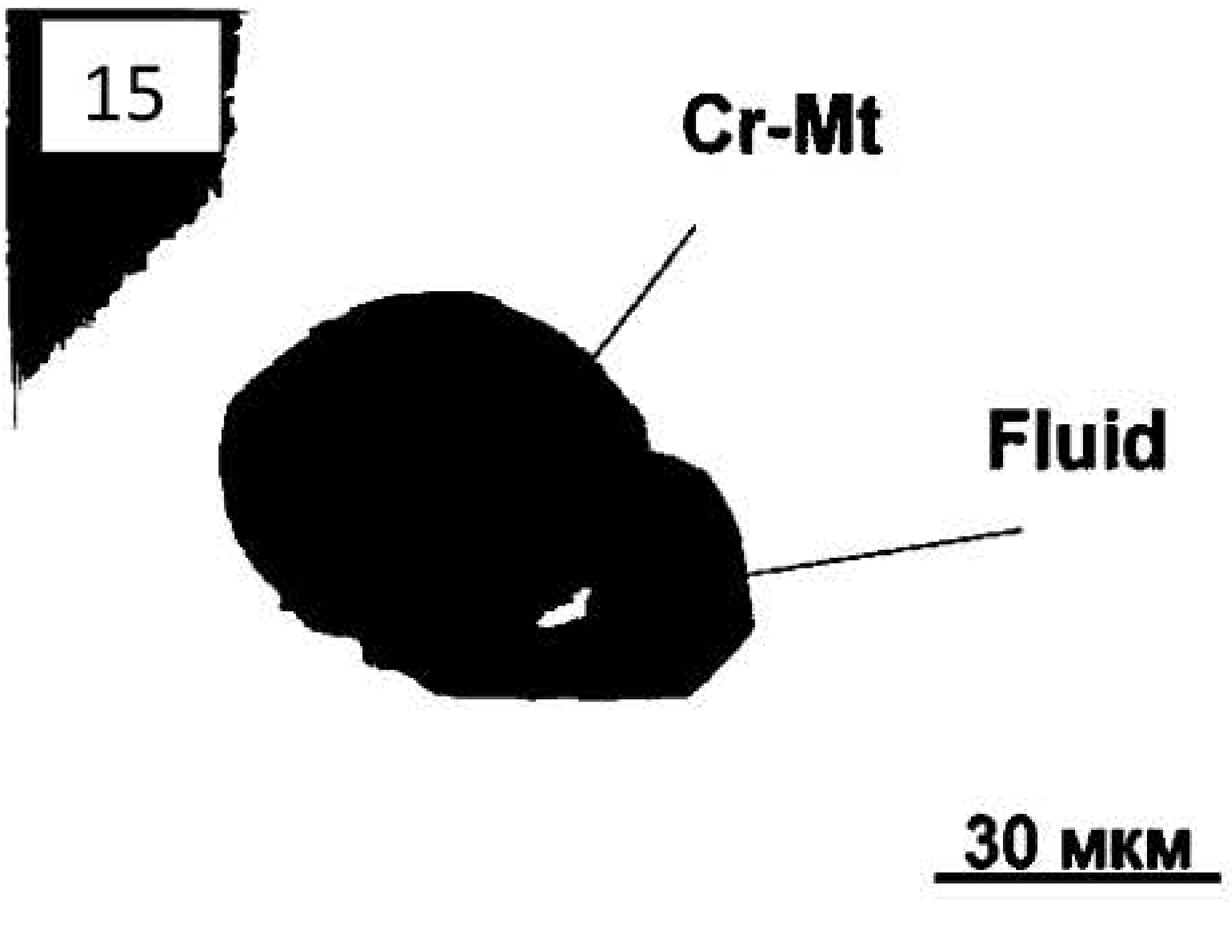

10

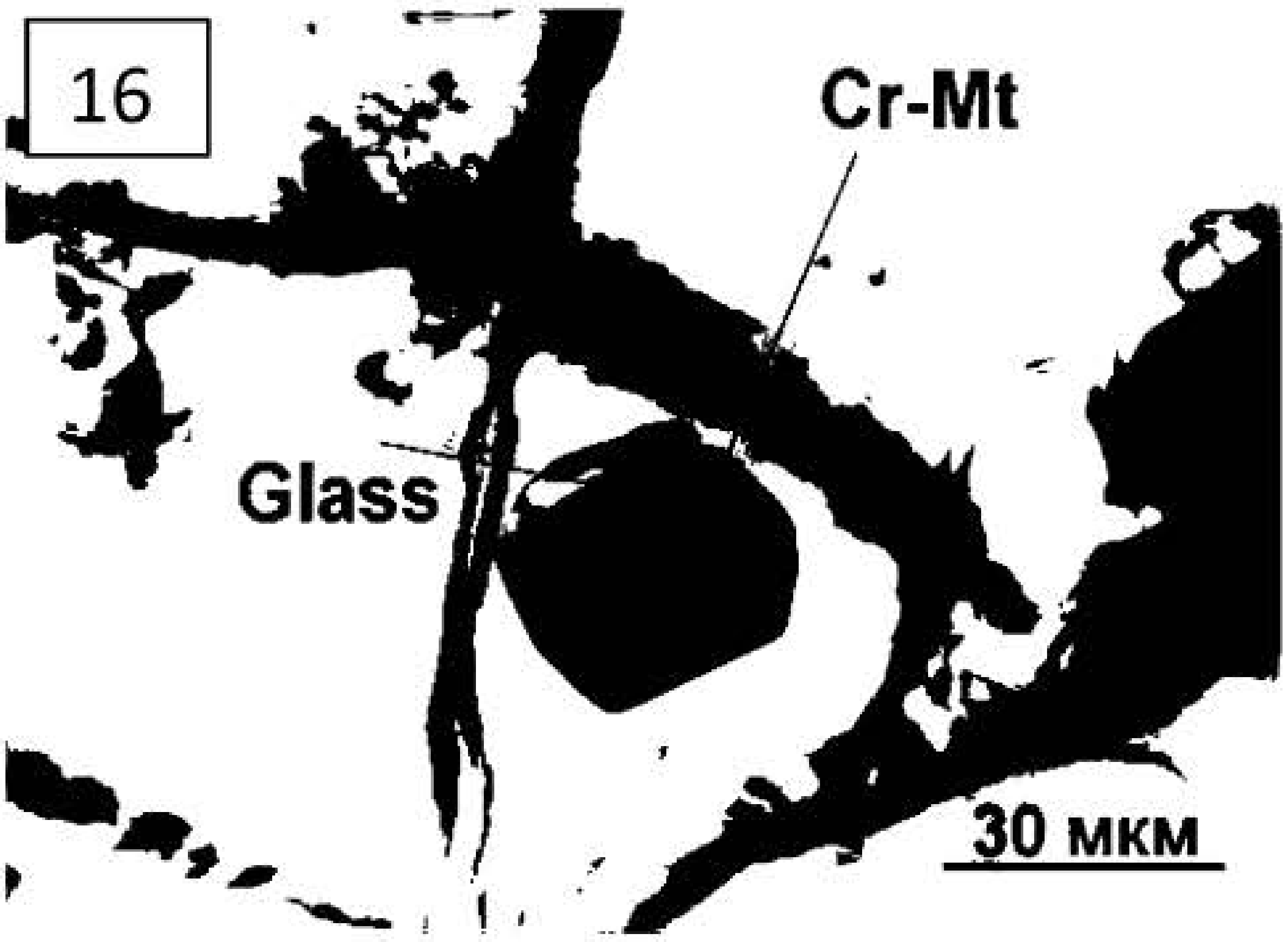

11

12

13

14


15


16

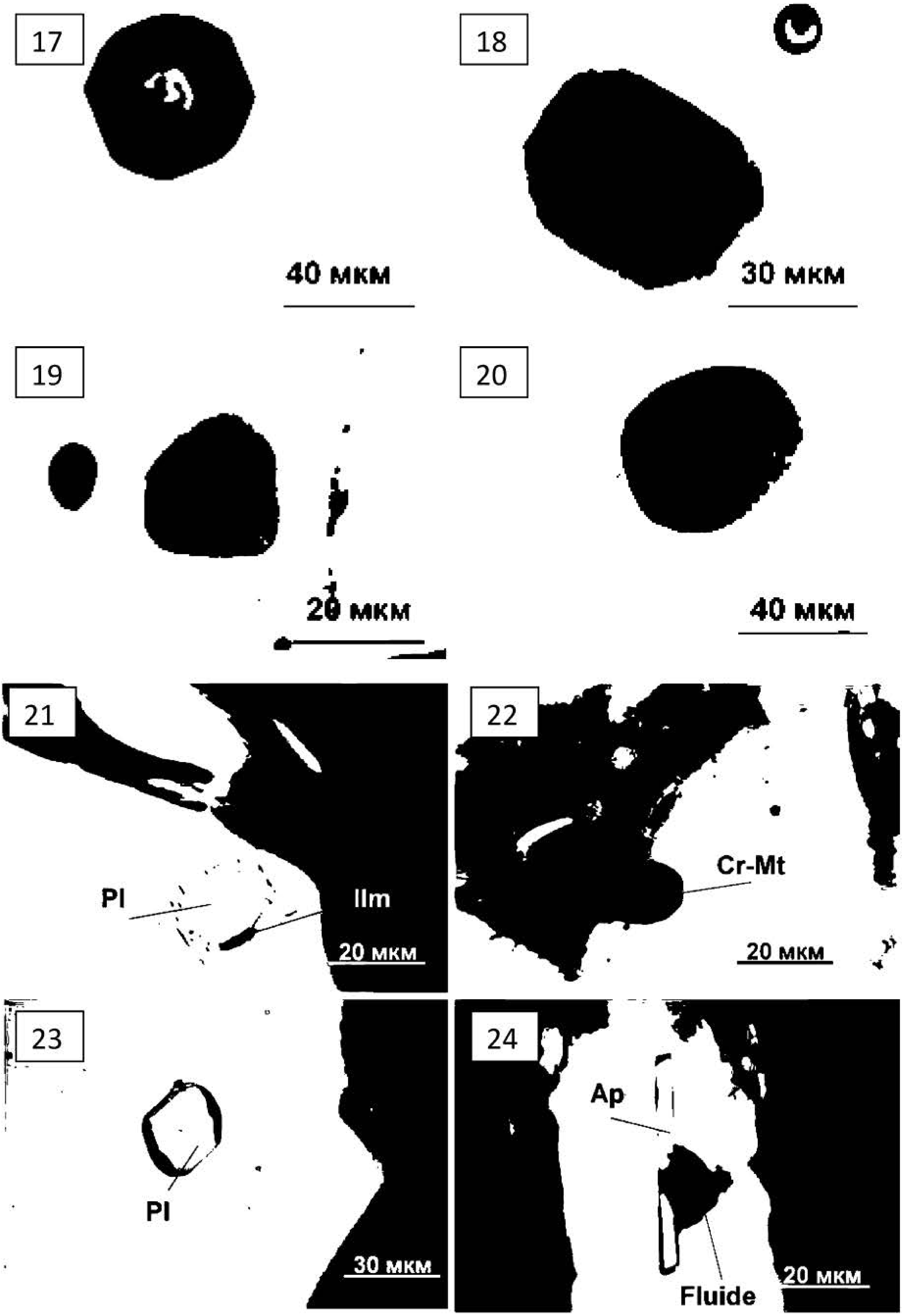


Рис. 5.1. Фотографии магматических включений в оливинах

1–4 – общий вид зерен оливина с включениями; 5–14 – расплавные включения: 5-8 – стекловатые, 9–11 – частично раскристаллизованные, 12–14 – полностью раскристаллизованные; 15,16 - комбинированные включения: 15 – хромшпинель + флюид, 16 – хромшпинель + стекло; 17–20 – флюидные включения, 21–24 – кристаллические включения: 21 – плагиоклаз, 22 – хромшпинель, 23 - плагиоклаз, 24 – апатит. Bubble – пузырь (вакуумный), Glass – стекло, Opx – ортопироксен, Pl – плагиоклаз, Fluid – флюид, Ap – апатит, Cr-Mt – хроммагнетит, Ilm – ильменит.

Расплавные включения встречаются чаще всего (80% объема всех включений). Они различаются по размеру и строению: мелкие (10–12 мкм) обычно стекловатые, а крупные (40–125 мкм) – раскристаллизованные. Последние имеют овальную или близкую к отрицательному кристаллу форму. В виде минералов-узников в них установлены: ортопироксен, ильменит, пирротин, халькопирит, амфибол, слюда (флогопит). Раскристаллизованные включения обладают крупно- или мелкокристаллической структурой, часто присутствует тонкозернистая оторочка (5 мкм) вокруг крупнокристаллического центра (40–50 мкм).

Для определения составов расплавов включения нагревались в камере системы Соболева-Слуцкого (Соболев, Слуцкий, 1984) до $T_{пл}$ последнего минерала-узника (1200–1250°C). Длительность выдержки образцов при T >1200°C не превышала 5 мин. В большинстве опытов достигнута частичная гомогенизация включений (расплав + флюид). Далее образцы закаливались и полировались. Состав главных элементов в стеклах и оливине-хозяине определялся с помощью электронного микрозонда. Гомогенность полученных экспериментально стекол проверялась путем сопоставления их составов, измеренных в нескольких точках. В ряде случаев при нагревании крупнораскристаллизованных включений в ходе эксперимента в них наблюдался рост магнезиальных фаз (более магнезиального оливина, чем минерал-хозяин и ортопироксена). Экспериментально было установлено, что нормальный состав включений получается при этом при медленном подходе к температуре гомогенизации от 1100 до 1200-1250°C (в течение 5 часов) в установке с регулируемой фугитивность кислорода. Опыты выполнялись в лаборатории А.А. Кадика при помощи А.А. Каргальцева, М.В. Воловецкого, Н.М. Свирской.

Измеренные составы гомогенизированных включений пересчитывались до равновесия с оливином-хозяином по программе "ПЕТРОЛОГ-2". Согласно расчетам, летучесть кислорода составляла $\lg fO_2 = -7.4\ldots-7.5$, т.е. варьировала около буфера NNO ± 0,5 (при $T_{гом}$ = 1200–1250°C). Анализ полученных результатов (табл. 5.1, рис. 5.2) свидетельствует о том, что для включений из оливинов пикритовых базальтов гудчихинской и туклонской свит типичен узкий диапазон вариаций MgO (7–10 мас. %). Для включений из интрузивных пород установлен более существенный разброс содержаний MgO (от 3 до 1 1 мас. %), отражающий фракционирование расплава (содержания SiO_2 коррелируются с MgO). Кроме того, расплавные включения характеризуются повышенными содержаниями титана и, щелочей, свидетельствующие о кристаллизации оливина из фракционированного расплава и его интрателлурической природе. Следует отметить, что концентрации хлора во включениях низкие и зависят от содержаний калия в расплаве, что наиболее типично для интрузива Норильск 1. Концентраций хлора в рудоносных и безрудных массивах близки между собой (фиг. 5.3). Как показано ранее (Криволуцкая, Соболев, 2001), кривые распределения элементов-примесей из включений в оливинах, нормализованные по отношению к примитивной мантии (рис.5.4), разделяются на два типа: 1) близкие по характеру к полученным по породам, но отличающиеся небольшим Eu-минимумом (массивы Зеленогривский, Нижне-Талнахский); 2) резко отличающиеся от них более высокими концентрациями всех редких элементов, (интрузивы Талнахский, Хараелахский и Норильск 1). Для массива Норильск 1 это показано на рис. 5.4 (для пикритового габбро- долерита из скв.Г-22, отобранного с глубины 64 м): содержания редких элементов в породе существенно ниже, чем во включениях в оливине (среднее для 21 включения, неопубликованные данные автора). Таким образом, высокие концентрации редких элементов характерны для расплавов, сформировавших рудоносные массивы. Причем степень обогащенности элементами-примесями зависит от состава оливина-хозяина – от фаялитовой составляющей в нем, т.е. связана с процессом кристаллизационной дифференциации в исходных магмах.

Кристаллические включения типичны для оливина: мелкие зерна (от 1–3 до 10–12 мкм) имеют оплавленные грани, в то время как крупные (более 15 мкм) характеризуются идиоморфными очертаниями. Наибольший интерес представляют включения хромшпинелидов в оливинах, которые позволяют судить о fO_2 кислорода в расплаве (табл.5.2). Среди оксидов преобладает хроммагнетит, причем по составу сильно отличаются минералы из различных интрузивов и пикритовых базальтов. Так, по содержанию V_2O_3 наиболее обогащены хромшпинелиды из оливинов пикритовых габбро-долеритов Нижне- Талнахского массива.

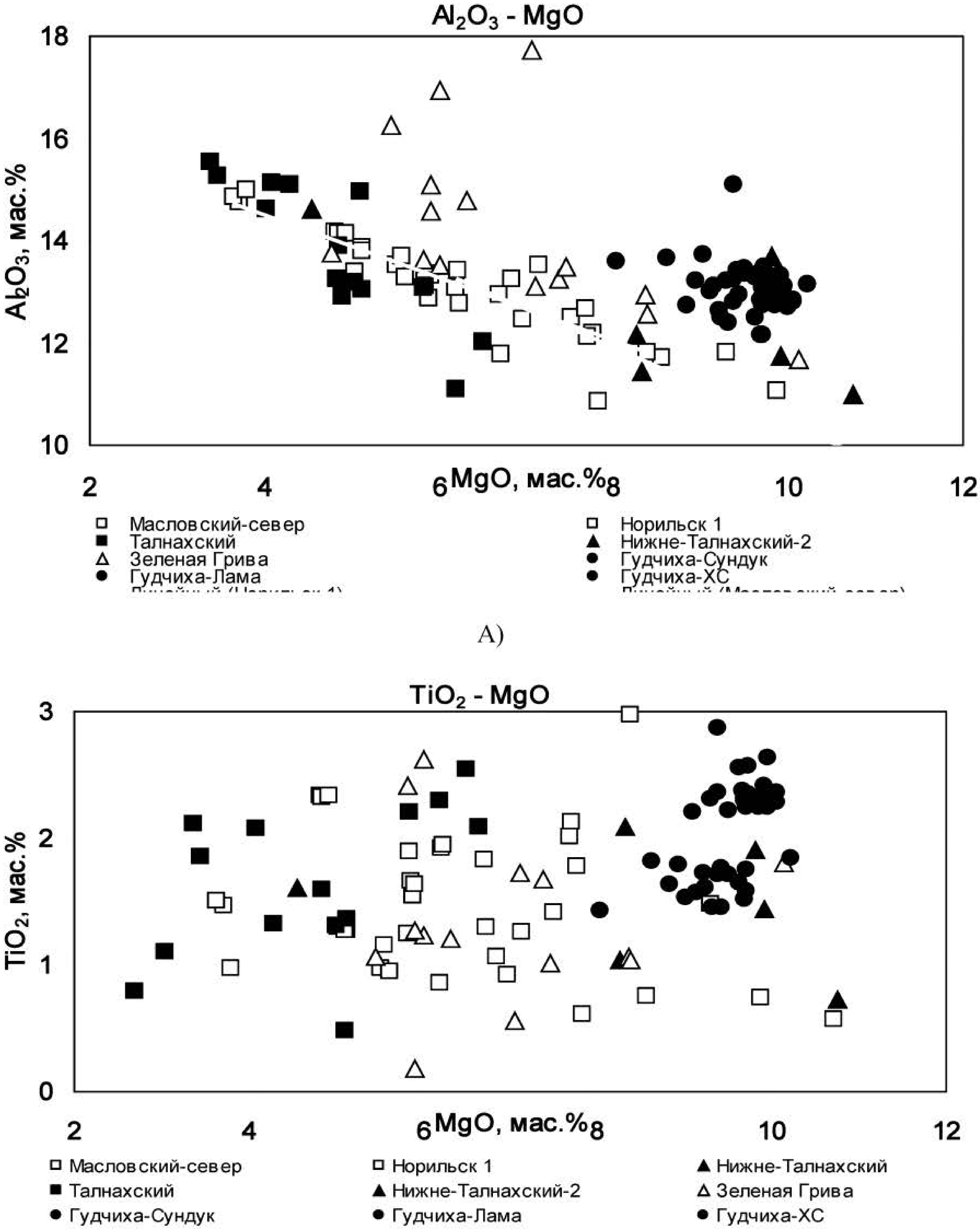
Таблица 5.1. Состав гомогенизированных включений в оливинах, мас.%

№ п.п.	№ образца	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO
1	4051/18	57.86	1.36	13.04	11.04	0.33	5.12
2	3018/19.8	60.38	2.54	12.01	10.43	0.19	6.50
3	228-15а	63.86	0.96	13.40	8.30	0.15	5.34
4	228-18	59.68	2.12	13.34	11.19	0.17	5.59
5	OM-5 /1220	50.93	1.90	10.39	14.37	0.28	5.77
6	TG31/820	59.07	1.14	13.28	11.35	0.14	4.52
7	TG31/820	53.48	0.82	13.30	11.93	0.21	7.56
8	Ф-233/343	49.83	0.56	17.74	10.80	0.24	7.06
9	Ф-233/343	58.73	0.18	14.59	8.24	0.27	5.91
10	Ф-233/343	50.83	1.07	12.94	12.16	0.24	8.37
11	Ф-233/343	50.07	1.04	12.57	12.40	0.18	8.39
12	Ф-233/343	51.44	1.01	13.49	10.70	0.28	7.46
13	Ф-233/343	53.95	1.27	15.09	8.88	0.21	5.90
14	Ф-233/343	51.98	1.24	16.93	8.83	0.28	6.00
15	Ф-233/350	49.41	0.82	13.98	14.68	0.32	8.02
16	Ф-233/350	49.66	0.92	14.61	14.19	0.30	7.06
17	Ф-233/350	50.39	0.92	15.15	14.08	0.28	5.85
18	СУ-315-5	49.02	0.25	18.15	13.53	0.17	7.70
19	СУ-315-4	48.91	0.02	18.53	12.93	0.16	7.41
20	ХС-51/130	54.06	1.31	12.89	10.61	0.17	8.77
21	ХС-51/130	54.79	1.43	12.92	11.34	0.22	7.84
22	ХС-51/130	53.79	1.40	10.15	9.64	0.16	9.80
23	ХС-51/130	54.23	1.29	12.39	10.44	0.14	9.07
24	ХС-51/130	52.36	1.54	13.18	10.28	0.13	9.00
25	ХС-51/130	53.07	1.75	13.26	7.68	0.12	9.50
26	ХС-51/130	51.21	1.65	13.45	11.97	0.17	8.79
27	ХС-51/130	52.65	1.55	13.13	9.91	0.14	8.98

Продолжение таблицы 5.1

CaO	Na_2O	K_2O	Cl	S	P_2O_5	Сумма	Fo, мол. %
4.09	4.75	0.93	0.01	0.08	0.47	99.07	73.24
2.45	3.06	1.17	0.02	0.04	0.29	99.08	78.65
2.18	2.67	1.22	0.09	0.03	0.54	98.7	80.06
2.24	2.94	1.24	0.1	0.08	0.41	99.1	79
9.37	3.12	0.33	0.61	0.06	1.66	98.81	80.08
3.23	3.25	1.33	0.02	0.12	0.19	97.6	78.77
7.98	2.85	1.4	0.22	0.11	0.02	99.88	78.41
9.49	1.64	1.51	0.02	0.01	0.08	98.97	78.13
8.09	2.1	0.77	0.25	0.11	0.32	99.56	78.35
9.71	2.51	0.9	0.01	0.03	0.11	98.88	79.58
10.98	2.32	0.75	0.08	0.01	0.12	98.91	79.49
11.22	2.5	0.74	0.02	0.04	0.14	99.03	79.84
9.27	3.34	1.09	0.01	0.03	0.15	99.2	79.3
11.07	1.79	0.68	0.02	0.01	0.33	99.16	78.42
8.86	1.63	0.66	0.01	0.11	0.13	98.69	72.35
9.01	1.69	0.67	0.01	0.03	0.16	98.45	71, 89
9.52	1.73	0.69	0.02	0.01	0.12	98.75	68.98
8.44	0.91	0.2	0.03	0.01	0.03	98.44	75.77
10.9	1.35	0.07	0.07	0.03	0.06	100.6	76.76
8.83	2.24	0.54	0.01	0.05	0.15	99.62	81.96
6.7	3.46	1.09	0.02	0.14	0.22	100.2	80.05
11.38	2.41	0.64	0.02	0.06	0.17	99.59	82.61
9.18	2.33	0.54	0.1	0.06	0.18	99.87	81.69
9.63	2.5	0.55	0.12	0.04	0.15	99.38	81.77
10.19	2.45	0.61	0.11	0.03	0.16	98.81	82.42
9.95	2.21	0.58	0.1	0.05	0.15	100.2	80.37
9.36	2.46	0.59	0.15	0.05	0.16	98.99	82.09

Примечание. № образца соответствует— номер скважины/глубина в м (Ф -233/350) и полевой номер (СУ-315, 228-18); Включения из интрузивов: 1-2 — Талнахского, 3— 4 — Норильск 1, 5 — Масловского, 6 ,7 — Нижне-Талнахского, 8— 17 — Зеленогривского, 18— 19 — из пикритовых базальтов туклонской свиты, 20— 27 — пикритовых базальтов гудчихинской свиты.



А)

Б)

Рис. 5.2. Диаграммы (А) Al_2O_3- MgO и (Б) TiO_2 – MgO для гомогенизированных расплавных включений

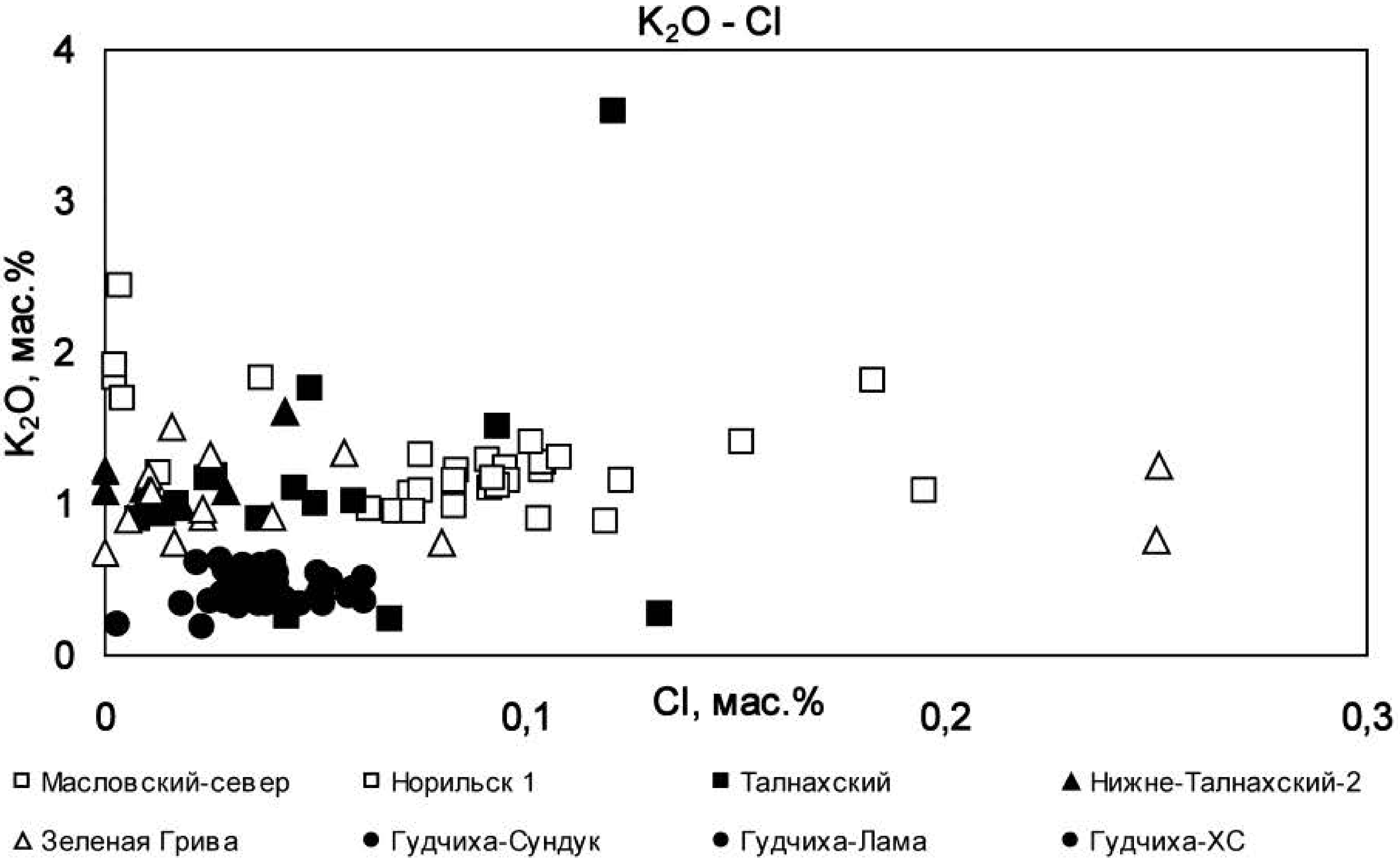


Рис.5.3 . Диаграмма K_2O - Cl для расплавных включений в оливинах

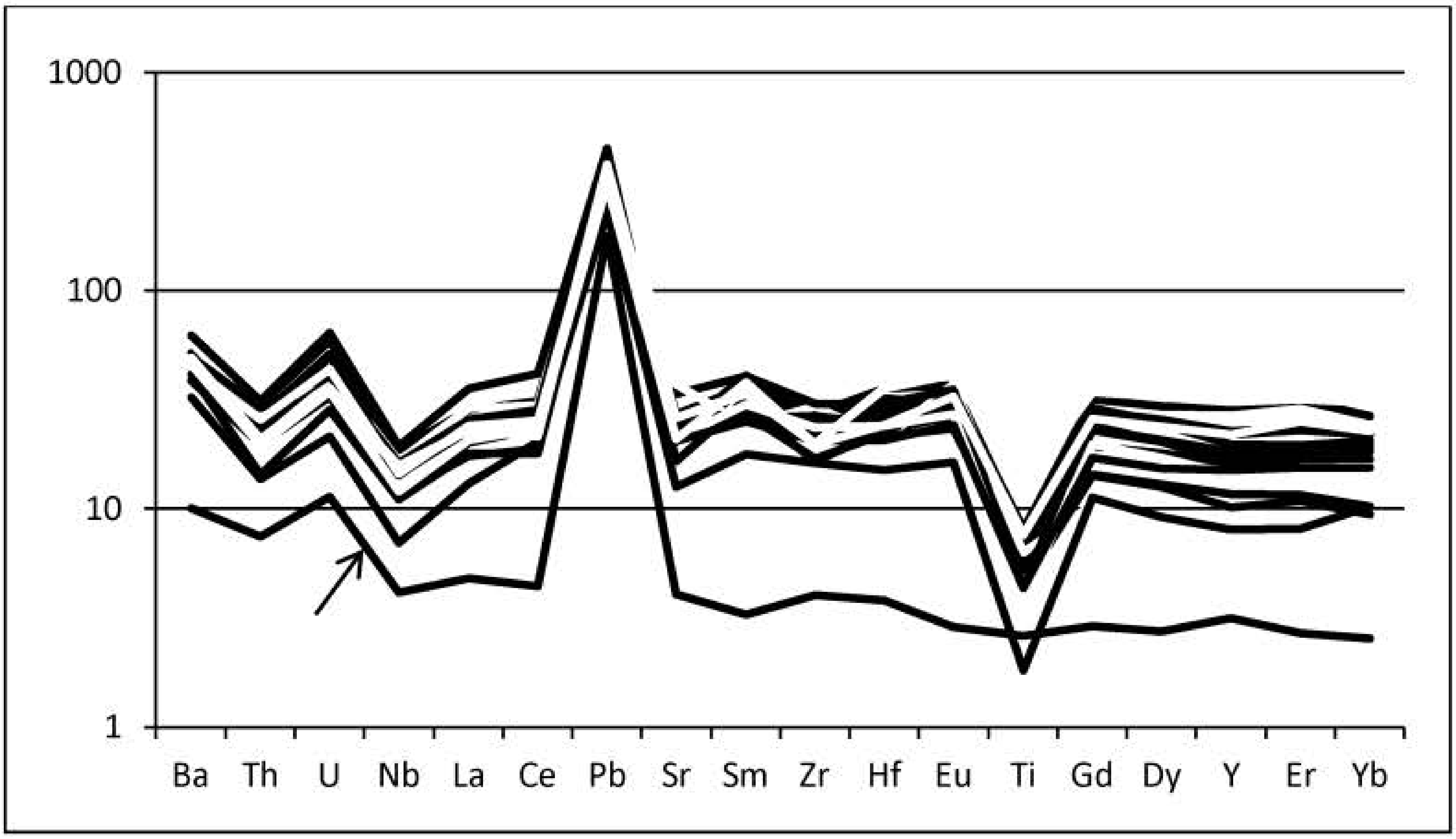


Рис. 5.4. Спайдерграмма для расплавных включений в оливинах (синие линии) и валового состава пород (красная линия) из пикритовых габбро-долеритов массива Норильск 1

Точки их составов (рис.5.5) занимают обособленное поле на диаграмме V_2O_3 – $Fe^{2+}/Fe^{3+}{}_{\text{шп}}$ (рассчитанное соотношение двух- и трехвалентного железа в шпинелях, исходя из их стехиометрии). Поля составов хромшпинелидов из оливинов пикритовых базальтов гудчихинской и туклонской свит перекрываются между собой и разобщены в пространстве с таковыми для интрузивных пород. При этом вариации по обоим рассматриваемым компонентам для минералов из туклонской свиты существенно выше. Хромшпинелиды из пикритовых габбро-долеритов Талнахского, Имангдинского, Норильск 1 массивов являются наиболее хромистыми: Cr# Cr/(Al+Cr) = 0.77-0.81, в то время как нижнеталнахские оксиды обладают значительно более низким показателем: 0.46–0.57. Для пикритов туклонской и гудчихинской свит типичны промежуточные значения этого показателя (в среднем 0.65). Следует отметить очень высокие содержания титана (до 6.77 мас. %) в шпинелидах Талнахского интрузива, на основании чего их можно отнести к титанохромитам. Самый распространенный минерал, обнаруживаемым в виде включений в оливине – плагиоклаз. Его оплавленные зерна, размером до 40 мкм, наиболее типичны для оливинов из массивов Талнахского рудного узла; значительно реже они встречаются в Зеленогривском интрузиве. Составы плагиоклазовых включений приведены в табл. 4. Анализ полученных данных свидетельствует о том, что основность захваченного плагиоклаза из пород Талнахского и Нижне-Талнахского интрузивов выше, чем магнезиальность содержащего его оливина, а для редко встречающихся зерен плагиоклаза из Зеленогривского массива эти показатели сопоставимы (табл.5.3).

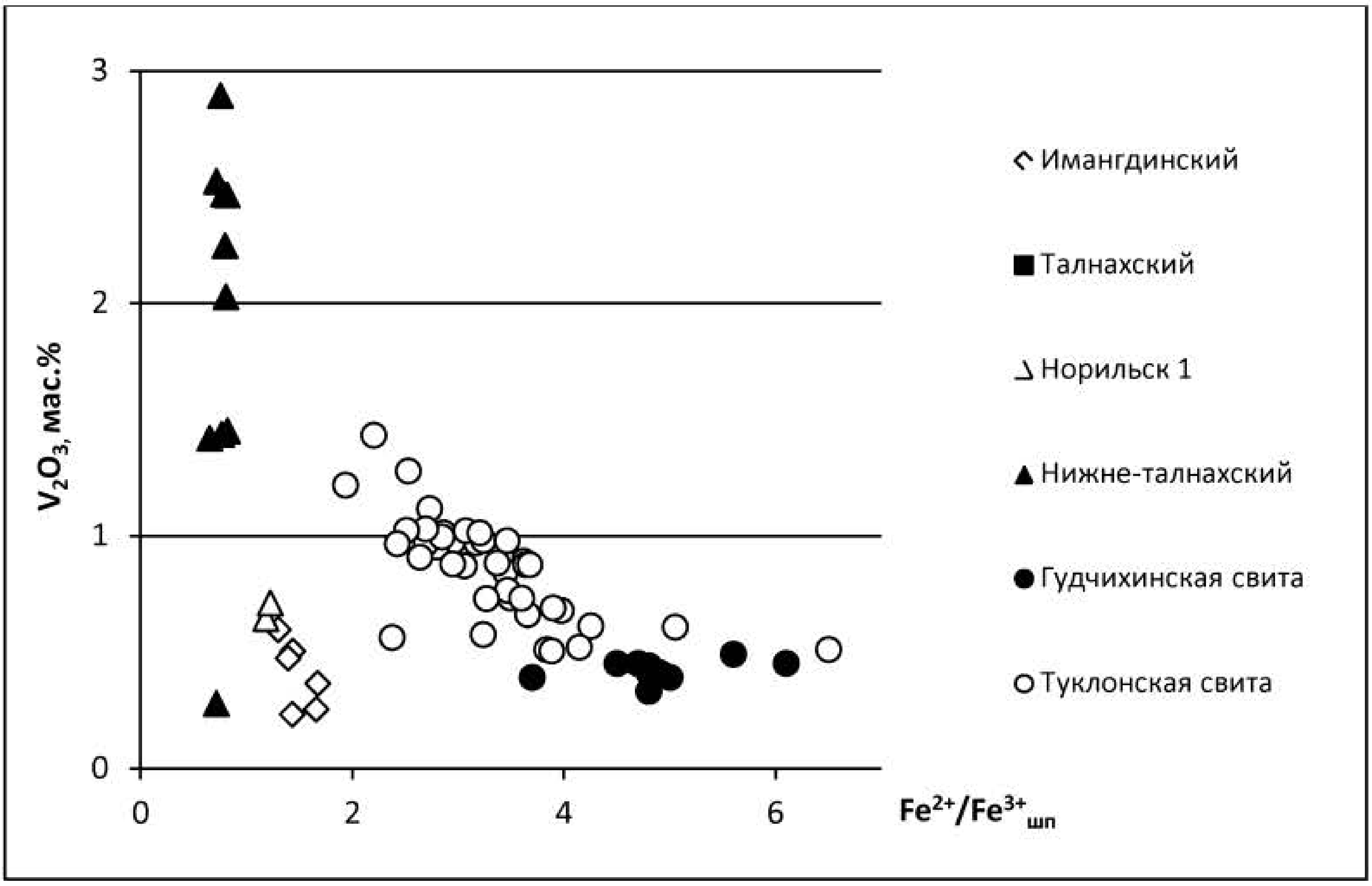


Рис. 5.5. Диаграмма V_2O_3, - $Fe^{2+}/Fe^{3+}_{шп}$ для шпинелидов из пород различных массивов и пикритов гудчихинской свиты

Таблица 5.2. Состав хромшпинелидов (мас.%)

	1	2	3	4	5	6	7	8
Компо-ненты	IM-29	IM-30	IM-31	IM-1	IM-1_4	IM-1_5	Г-22/64-4	Г-22/64-5
SiO_2	0.38	0.41	0.37	0.29	0.44	0.34	0.47	1.18
TiO_2	2.33	3.69	3.65	2.52	1.67	3.13	1.28	1.42
Al_2O_3	9.34	8.36	7.79	9.14	10.39	8.56	5.36	5.57
Cr_2O_3	30.27	29.76	26.92	27.48	34.20	32.81	31.52	31.30
V_2O_3	0.50	0.23	0.47	0.60	0.36	0.25	0.64	0.71
$FeO_{об}$	50.05	49.82	53.61	52.48	46.36	48.23	51.62	50.81
MnO	0.40	0.40	0.42	0.43	0.44	0.42	0.45	0.42
MgO	3.53	4.45	2.88	3.32	3.71	3.57	3.03	3.97
NiO	0.15	0.15	0.16	0.19	0.15	0.15	0.20	0.19
ZnO	0.20	0.16	0.23	0.24	0.23	0.20	0.25	0.25
Сумма	97.15	97.52	96.52	96.68	97.99	97.66	94.83	95.86
FeO	29.51	29.32	31.20	29.65	29.00	30.07	27.97	27.97
Fe_2O_3	22.83	22.78	24.91	25.37	19.29	20.18	26.28	25.38
Сумма 1	99.43	99.71	98.99	99.22	99.88	99.68	97.45	98.36
Fo	76.0	76.0	75.5	76.2	77.1	77.4	79.3	76.4
Fe^{2+}/Fe^{3+}шп	1.44	1.43	1.39	1.30	1.67	1.66	1.18	1.22
Fe^{2+}/Fe^{3+}р	4.52	4.49	4.34	3.96	5.51	5.44	3.50	3.67

Продолжение таблицы 5.2.

	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
Компоненты	4051/18-1	4051/18-2	4051/18-3	4051/18-4	4051/18-5	4051/18-6	4051/18-7	ТГ-31/827-1	ТГ-31/827-2	ТГ-31/827-3
SiO_2	0.32	0.58	0.55	2.86	0.55	0.50	0.49	0.50	0.50	0.49
TiO_2	4.51	7.93	5.88	5.24	22.30	6.17	7.23	3.73	2.54	0.53
Al_2O_3	8.72	4.40	6.50	5.02	2.60	6.36	4.61	6.75	7.94	4.16
Cr_2O_3	45.48	15.78	21.41	16.63	10.64	20.57	16.77	9.08	9.46	9.17
V_2O_3	0.24	0.83	0.74	0.77	0.51	0.83	0.70	2.46	2.47	1.42
$FeO_{об}$	26.79	64.77	59.44	65.14	58.87	59.88	64.37	71.58	70.88	75.89
MnO	0.20	0.51	0.44	0.33	0.42	0.40	0.31	0.34	0.36	0.27
MgO	14.07	2.80	3.03	2.44	3.27	3.23	2.74	2.94	3.01	1.53
NiO	0.33	0.13	0.07	0.10	0.00	0.06	0.22	0.00	0.01	0.09
ZnO	0.09	0.17	0.30	0.24	0.05	0.07	0.07	0.10	0.09	0.06
Сумма	100.74	97.91	98.37	98.75	99.19	98.07	97.51	97.49	97.25	93.60
FeO	16.24	35.48	33.68	37.09	47.75	33.71	34.94	32.19	31.08	29.94
Fe_2O_3	11.72	32.55	28.63	31.18	12.35	29.09	32.71	43.78	44.23	51.07
Сумма 1	101.92	101.17	101.24	101.88	100.43	100.99	100.78	101.88	101.68	98.72
Fo	76.1	73.6	73.6	70.7	73.2	74.4	74.1	77.8	77.7	78.3
Fe^{2+}/Fe^{3+}шп	1.54	1.21	1.31	1.32	4.30	1.29	1.19	0.82	0.78	0.65
Fe^{2+}/Fe^{3+}р	4.95	3.61	3.99	4.05	18.95	3.92	3.52	2.16	2.03	1.61

Окончание таблицы 5.2.

	19	20	21	22	23	24	25	26
Компоненты	ТГ-31/827-4	ТГ-31/827-5	Ф-233/350	Ф-233/350	Ф-233/350	530-12-9	530-12-11	530-12-18
SiO_2	0.50	0.56	0.42	0.49	0.70	0.39	0.33	0.41
TiO_2	2.05	4.12	1.02	7.14	4.31	1.84	1.86	2.43
Al_2O_3	9.64	5.61	3.55	3.88	5.61	14.38	14.12	16.04
Cr_2O_3	12.18	8.79	25.18	26.03	17.76	42.73	42.54	35.59
V_2O_3	1.45	2.25	0.71	0.81	0.49	0.51	0.50	0.95
$FeO_{об}$	67.47	72.24	64.41	51.74	66.00	32.09	31.84	36.78
MnO	0.31	0.34	0.48	0.52	0.44	0.32	0.31	0.30
MgO	3.27	2.98	2.22	5.32	2.99	6.82	6.64	6.26
NiO	0.15	0.21	0.26	0.31	0.11	0.06	0.06	0.06
ZnO	0.02	0.12	0.07	0.00	0.14	0.19	0.20	0.20
Сумма	97.02	97.21	98.31	96.23	98.53	99.36	98.42	99.04
FeO	30.38	32.06	30.04	30.01	32.67	25.45	25.32	27.08
Fe_2O_3	41.21	44.65	38.20	24.15	37.04	7.37	7.25	10.77
Сумма 1	101.15	101.68	102.14	98.65	102.24	100.07	99.13	100.10
Fo	77.4	78.4	78.83	78.62	78.38	76.78	76.55	75.21
Fe^{2+}/Fe^{3+}шп	0.82	0.80	0.90	1.43	1.01	3.84	3.88	2.79
Fe^{2+}/Fe^{3+}р	2.17	2.09	2.46	4.48	2.85	16.34	16.60	10.79

Примечание. Расчет FeO, Fe_2O_3 производился по стехиометрии шпинели; FeOоб − общее железо; Сумма и Сумма 1 − суммы анализа до и после пересчета железа соответственно; Fe^{2+}/Fe^{3+} шп и Fe^{2+}/Fe^{3+} р – соотношение двух- и трехвалентного железа в шпинели и в расплаве (Maurel,1982); Fo – содержание форстеритового компонента в оливине-хозяине (мол.%); номера анализов, массивы: 1-6 - Имангдинский , 7,8 – Норильск 1, 9–15 – Талнахский, 16–20 – Нижне-Талнахский, 21–23 – Зеленогривский, 24–26 –пикриты надеждинской свиты.

Таблица 5.3. Состав плагиоклазов из оливинов пикритовых габбро-долеритов, мас.%

№ п.п.	№ обр.	SiO_2	Al_2O_3	FeO	CaO	Na_2O	K_2O	Сумма	An, мол.%	Fo, мол.%
	4051/18-1	48.28	32.40	1.63	16.17	2.03	0.10	100.61	81.51	73.69
2	4051/18-2	47.29	28.76	5.01	13.32	2.26	0.17	96.81	76.53	74.52
3	4051/18-3	49.39	32.08	1.43	15.82	2.37	0.11	101.20	78.69	74.61
4	4051/18-4	50.17	31.34	1.32	14.74	3.73	0.27	101.57	68.62	71.99
5	4051/18-5	47.74	32.46	1.70	15.39	2.34	0.19	99.82	78.45	69.13
6	4051/18-6	47.88	33.13	1.97	15.24	2.27	0.20	100.69	78.82	69.13
7	4051/18-7	47.37	33.11	1.71	15.70	2.20	0.14	100.21	79.81	68.92
8	4051/18-8	47.60	32.62	1.86	14.93	2.55	0.20	99.76	76.44	69.49
9	4051/18-9	48.13	32.13	1.25	15.49	2.43	0.15	99.58	77.88	74.07
10	4051/18-0	48.70	31.09	1.24	15.90	2.36	0.25	99.54	78.85	74.68
11	3018	48.43	31.72	1.30	16.59	2.01	0.06	100.10	82.04	74.64
12	ТГ/31-820	48.1	34.08	1.55	17.11	1.91	0.12	102.87	83.21	78.35
13	ТГ/31-820а	49.74	32.11	1.44	14.81	2.97	0.37	101.44	73.40	78.36
14	ТГ/31-820б	47.67	34.45	1.23	17.31	1.83	0.1	102.59	83.96	78.91
15	ТГ/31-829	46.29	32.64	2.3	16.75	1.68	0.1	99.76	84.65	78.60
16	ТГ/31-839	48.51	32.56	1.5	15.76	2.44	0.05	100.82	78.14	78.23
17	ТГ/31-839а	47.4	32.42	0.57	15.81	2.19	0.03	98.42	79.98	78.23
18	ТГ/31-827в	47.59	33.46	1.6	16.62	1.69	0.03	100.99	84.48	78.05
19	ТГ/31-827а	47.22	33.39	1.73	15.84	2.29	0.16	100.63	79.28	77.91
20	ТГ/31-827с	47.19	32.93	1.72	15.89	2.154	0.18	100.06	80.32	77.91
21	ТГ/31-829с	47.54	32.64	1.1	17.18	1.64	0.08	100.18	85.29	77.70
22	Ф-233/343	48.46	32.37	1.52	16.04	2.24	0.11	100.74	79.82	79.17
23	Ф-233/343а	48.65	32.40	1.34	16.05	2.28	0.11	100.82	79.58	79.05
24	Ф-233/343с	47.46	31.62	1.54	15.96	2.08	0.10	98.76	80.97	78.68

Примечание. An, мол. %. – мольная доля анортита в плагиоклазе; Fo – состав оливина-хозяина, интрузивы: 1–11 – Талнахский, 12–21 – Нижне-Талнахский, 22–24 – Зеленогривский.

5.1.2. Включения в пироксенах.

Пироксены из разных горизонтов габбро-долеритов часто содержат расплавные включения до 30-40 мкм, однако обычно они приурочены к трещинам спайности в минерале, поэтому получение гомогенизированных стекол из них представляет большие трудности.

Нами были обнаружены уникальные стекловатые включения в пироксенах верхней части Южно-Масловского интрузива (рис. 5.6), где пироксен является ранней ликвидусной фазой, поэтому их изучение представляет особый интерес. Размер включений достигает 70 мкм, но чаще всего попадаются включения 30-40 мкм. Кроме стекла и пузыря в них часто присутствует титаномагнетит как в виде дочерней фазы, так и в виде захваченных кристаллов и зерен. Гомогенизируются включения полностью при T=1170-1190°C в зависимости от магнезиальности пироксена. В них были определены содержания летучих компонентов, в частности, воды – 0.5-0.9 мас.%, хлора – до 0.2 мас.%

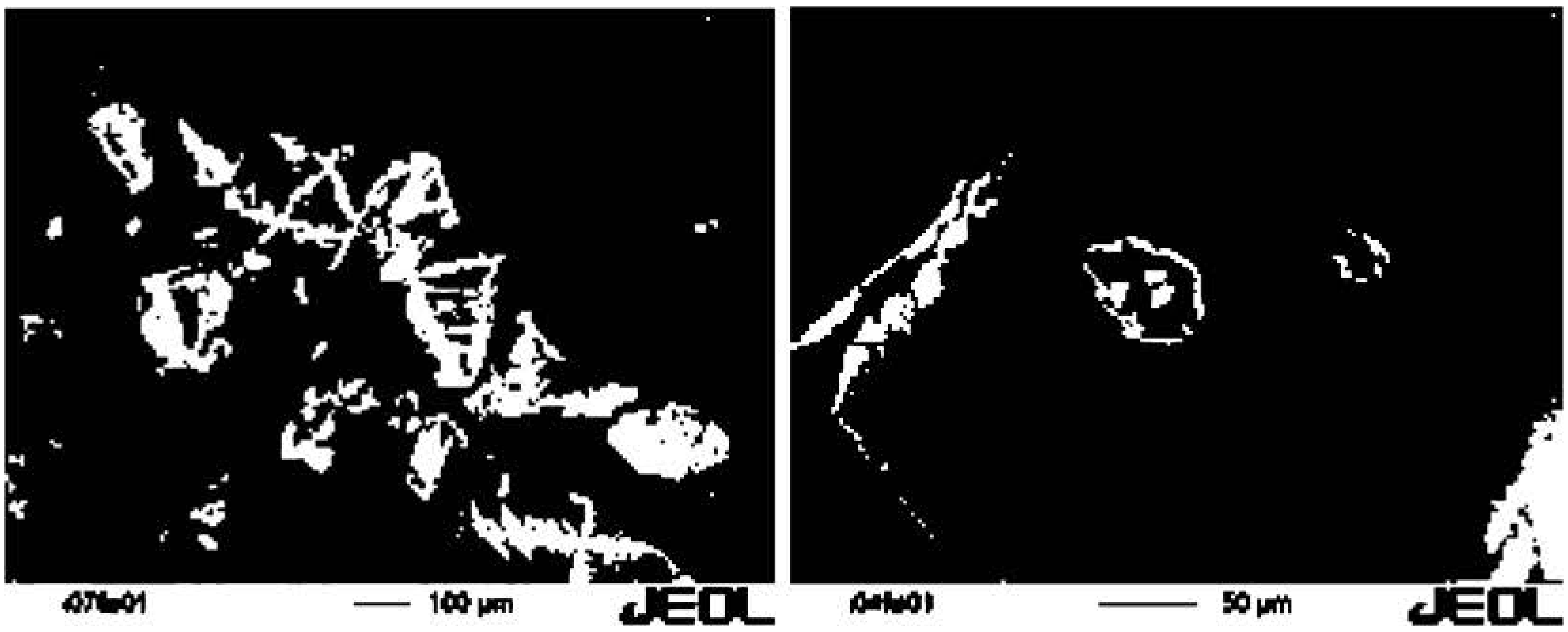


Рис. 5.6. Расплавные включения в пироксенах Южно-Масловского интрузива Белое – скелетные кристаллы магнетита, темно-серое – плагиоклаз, серое-клинопироксен с расплавными включениям (внутри включений – зерна хромишпинелидов, фото справа).

Таблица 5.4. Состав расплавных включений (мас.%) и содержащих их пироксенов

№ вкл.	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	P_2O_5	S	Cl	Total
1	51.92	1.60	12.66	13.27	0.21	5.79	10.45	3.11	0.70	0.21	0.11	0.14	100.18
2	49.36	1.71	11.39	14.60	0.25	6.43	11.48	3.01	0.68	0.19	0.11	0.21	99.41
3	50.13	1.76	11.87	15.02	0.26	5.84	9.95	3.02	0.72	0.21	0.14	0.25	99.16
4	51.32	1.57	12.72	13.48	0.22	5.68	10.46	3.02	0.68	0.20	0.14	0.13	99.61
5	49.57	1.83	12.25	15.11	0.27	5.82	10.33	3.08	0.67	0.21	0.13	0.22	99.48
8	49.68	1.51	11.37	14.32	0.25	6.63	11.15	2.98	0.65	0.19	0.11	0.18	99.02
9	49.48	1.60	11.22	14.89	0.27	6.39	11.29	2.61	1.45	0.19	0.13	0.19	99.71
10	49.37	1.67	11.14	14.42	0.26	6.60	11.21	2.83	0.64	0.20	0.12	0.20	98.65
11	49.36	1.66	11.50	15.09	0.24	6.13	10.86	2.94	0.62	0.19	0.13	0.19	98.92
12	49.71	1.63	11.59	14.08	0.24	6.77	11.48	2.70	0.60	0.17	0.11	0.13	99.21
13	50.09	1.55	11.69	14.06	0.23	6.57	11.27	2.88	0.62	0.20	0.13	0.13	99.42
14	50.47	1.58	11.59	13.78	0.26	6.83	11.36	2.68	0.61	0.17	0.11	0.12	99.56
15	48.29	1.84	10.92	15.40	0.27	7.06	11.70	2.82	0.55	0.18	0.09	0.15	99.27
16	50.65	1.73	12.17	14.39	0.25	5.73	10.47	2.94	0.66	0.19	0.11	0.20	99.49
17	47.89	1.79	8.95	17.71	0.29	7.58	11.08	1.88	0.49	0.16	0.07	0.09	97.99
18	52.07	1.63	12.86	12.49	0.30	6.07	10.90	1.92	0.70	0.18	0.03	0.01	99.16
19	49.55	1.63	11.36	15.15	0.24	6.03	10.97	3.19	0.66	0.19	0.15	0.18	99.31
20	48.61	1.87	12.53	15.14	0.24	5.72	10.46	2.99	0.60	0.18	0.13	0.13	98.59
21	51.39	1.52	12.96	12.78	0.25	6.06	10.72	2.93	0.64	0.13	0.02	0.02	99.43

	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	NiO	Cr_2O_3	Total	Mg#
1.	50.75	0.80	3.05	9.56	0.22	15.14	20.04	0.30	0.02	0.03	99.92	73.85
2.	51.11	0.61	2.24	9.21	0.22	15.49	20.08	0.26	0.01	0.02	99.25	75.00
3.	51.48	0.64	2.32	9.68	0.26	16.14	19.02	0.26	0.02	0.02	99.84	74.82
4.	51.83	0.53	2.09	8.36	0.21	16.00	20.33	0.26	0.01	0.03	99.66	77.33
5.	50.14	0.79	3.15	9.56	0.23	15.22	19.77	0.31	0.01	0.02	99.21	73.95
6.	51.25	0.59	2.22	9.22	0.23	15.52	19.79	0.27	0.01	0.02	99.13	75.02
7.	51.01	0.59	2.33	9.55	0.24	15.76	19.41	0.28	0.00	0.02	99.20	74.64
8.	50.94	0.59	2.26	9.02	0.23	15.40	19.90	0.28	0.01	0.02	98.67	75.27
9.	50.31	0.56	2.30	9.44	0.24	15.49	19.22	0.32	0.02	0.02	97.93	74.54
10.	52.20	0.56	2.12	8.78	0.22	15.95	20.11	0.27	0.02	0.02	100.25	76.41
11.	51.54	0.57	2.15	8.91	0.22	15.57	20.14	0.27	0.02	0.02	99.41	75.71
12.	51.63	0.56	2.18	8.82	0.22	15.92	20.09	0.27	0.01	0.02	99.71	76.28
13.	51.63	0.59	2.32	9.23	0.23	15.44	20.02	0.28	0.01	0.02	99.78	74.88
14.	51.54	0.62	2.30	9.32	0.23	15.53	19.67	0.28	0.01	0.02	99.53	74.83
15.	51.13	0.58	2.17	9.03	0.22	15.58	19.87	0.28	0.02	0.03	98.91	75.46
16.	51.03	0.58	2.21	9.16	0.23	15.57	19.72	0.28	0.01	0.02	98.81	75.19
17.	50.83	0.61	2.29	9.30	0.22	15.29	19.97	0.27	0.01	0.03	98.82	74.55
18.	50.12	0.78	3.07	9.38	0.22	15.10	19.84	0.28	0.02	0.02	98.84	74.15
19.	51.10	0.59	2.24	9.09	0.23	15.66	19.87	0.25	0.01	0.03	99.07	75.44
20.	50.59	0.52	2.02	9.64	0.25	15.67	18.97	0.28	0.02	0.02	97.97	74.35
21.	51.62	0.55	2.09	8.93	0.22	15.89	20.09	0.26	0.01	0.02	99.67	76.03

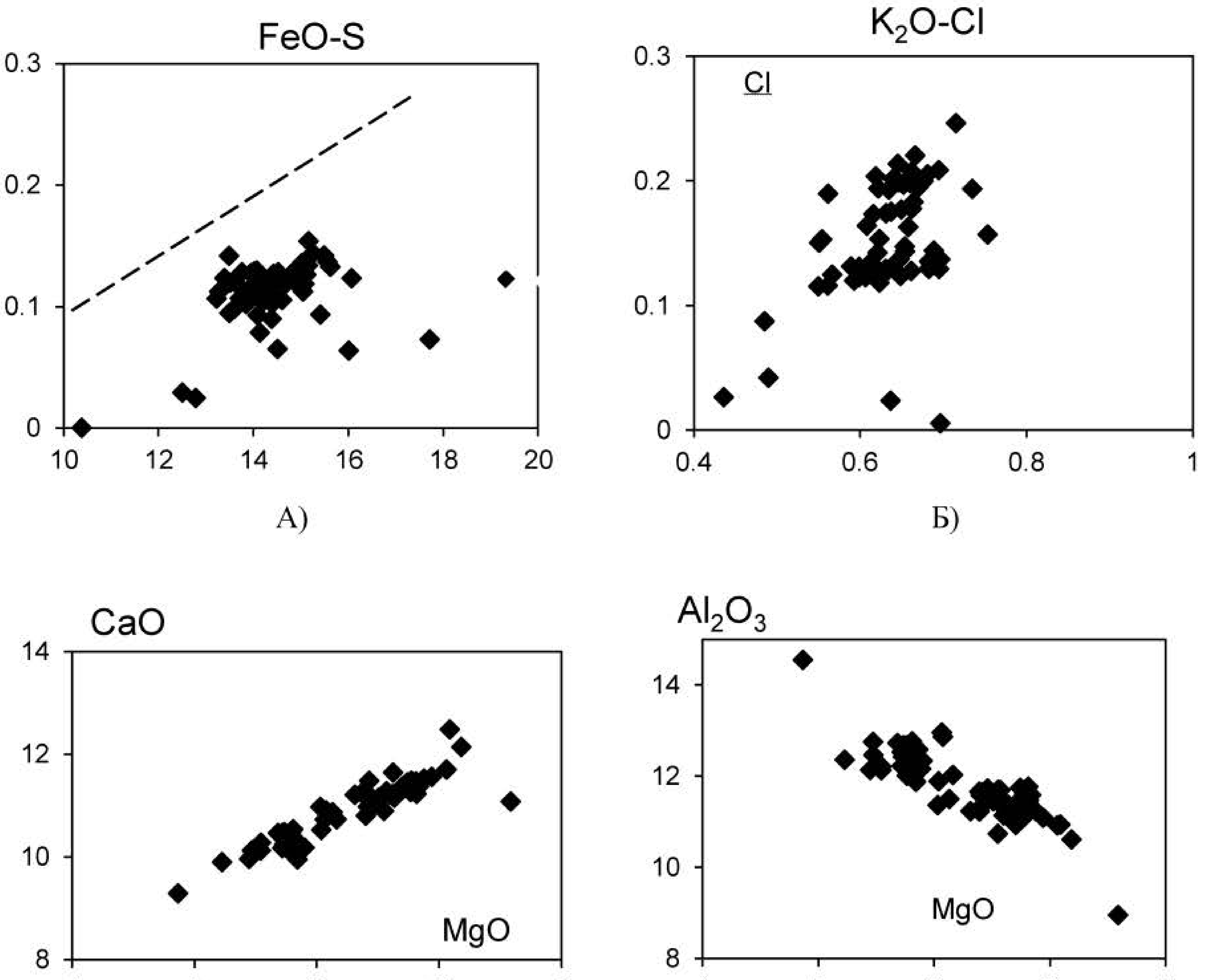
Таблица 5. 5. Содержания элементов-примесей во включениях в пироксенах (г/т)

№ вкл. Элемент	1	2	4	6	12	13	16	21
K	7045	6472	5172	5869	5452	5928	5150	11909
Rb	34.0	34.2	26.7	34.9	31.3	34.6	32.8	58.8
Sr	243	205	191	213	209	216	187	189
Zr	126	123	102	142	124	121	132	129
Ba	238.0	205.2	170.1	217.2	201.3	208.7	182.7	280.4
Ce	28.0	24.9	22.1	29.1	25.7	25.7	26.1	25.2
Sm	5.04	4.68	4.05	5.49	4.77	4.94	5.30	3.76
Ta	0.99	1.03	0.79	1.23	1.08	0.98	1.11	0.95
Th	1.34	1.20	1.05	1.43	1.29	1.28	1.05	1.78
U	0.53	0.43	0.36	0.52	0.46	0.48	0.35	0.63
Pb	4.14	4.16	3.10	4.70	4.43	4.27	3.95	0.74
Hf	3.87	3.60	2.72	4.56	4.03	3.84	4.55	3.41
Lu	0.61	0.59	0.48	0.79	0.66	0.58	0.77	0.48
Dy	5.91	5.49	4.57	7.20	6.15	5.79	7.02	4.65
Nd	17.0	16.1	13.5	19.2	17.9	15.8	18.1	15.4
Pr	3.49	3.13	2.71	3.80	3.51	3.18	3.50	3.22
La	12.1	11.0	9.1	12.1	10.9	10.7	11.2	12.0
Cs	0.68	0.61	0.48	0.57	0.54	0.79	0.55	7.16
Nb	7.24	6.42	5.44	7.43	6.54	6.34	6.08	6.59
Y	34.2	35.4	29.0	41.2	36.6	34.5	42.0	27.2
Ti	10703	11206	9095	11922	10870	10536	12158	8545
Gd	5.68	4.99	3.83	7.42	6.10	5.84	7.26	4.58
Yb	3.72	3.84	3.04	4.53	3.80	3.82	4.28	2.94
Eu	1.77	1.46	1.16	1.83	1.51	1.49	1.66	1.49
Er	3.93	3.89	3.19	5.19	4.43	3.94	5.05	3.21

Примечание. № включений соответствуют номерам в таблице 4.

5.2.Флюидный режим

Одним из условий образования суперконцентраций металлов в продуктах гипербазит-базитовых магм нередко признается существование особого флюидного режима. Однако при этом состав флюидов предполагается совершенно разный. Согласно представлениям одних авторов, исходные расплавы были обогащены водой и хлором (Дистлер и др., 1999), согласно другим – метаном, сероводородом и др. (Аплонов, 1995). Идея повышенного содержания воды в расплавах базируется на изучении контактовых ореолов рудоносных интрузивов (Туровцев, 2002), предположительно образованных под воздействием отделившихся флюидов при кристаллизации пород, а хлора – на основании обнаружения Pt-Pd соединений с As, Sb, Te, Se в рудах, перенос которых возможен хлоридными комплексами даже при низких температурах (Boudreau et al., 1986; Boudreau, 1988). Другая точка зрения основана на результатах исследований пород методом валовой хроматографии, согласно которой в процессах рудообразования принимали участие преимущественно восстановленные газы – H_2, CH_4, CO, N_2 и др. (Неручев, Прасолов, 1995). Но результаты изучения флюидных включений в минералах трапповой формации



А)

Б)

В)

Г)

Рис. 5.7. Диаграммы FeO-S (А), K_2Cl (Б), CaO-MgO (В) и Al_2O_3-MgO (Г) для включений в пироксенах Южно-Масловского интрузива. Пунктиром на рис. 4.6 А показана линия насыщения расплава серой (Mathez, 1976)

(Булгакова, 1971; Ryabchikov et al., 2001; Рябчиков и др., 2004; Соболев и др., 2009[1]) свидетельствуют об их водно-углекислом составе.

Некоторые исследователи полагают, что контактовые ореолы интрузивов сложены только метаморфическими породами. В этом случае для их образования необходим постоянный источник тепла, который может существовать лишь в длительно функционирующей магматической системе. Последняя возникает либо при протекании расплава через канал в одном направлении (Радько, 1991; Naldrett, 1992), либо при поступательно-возвратном его движении (Лихачев, 1996[2]). В этом случае расплавы не содержали аномальных концентраций флюидов.

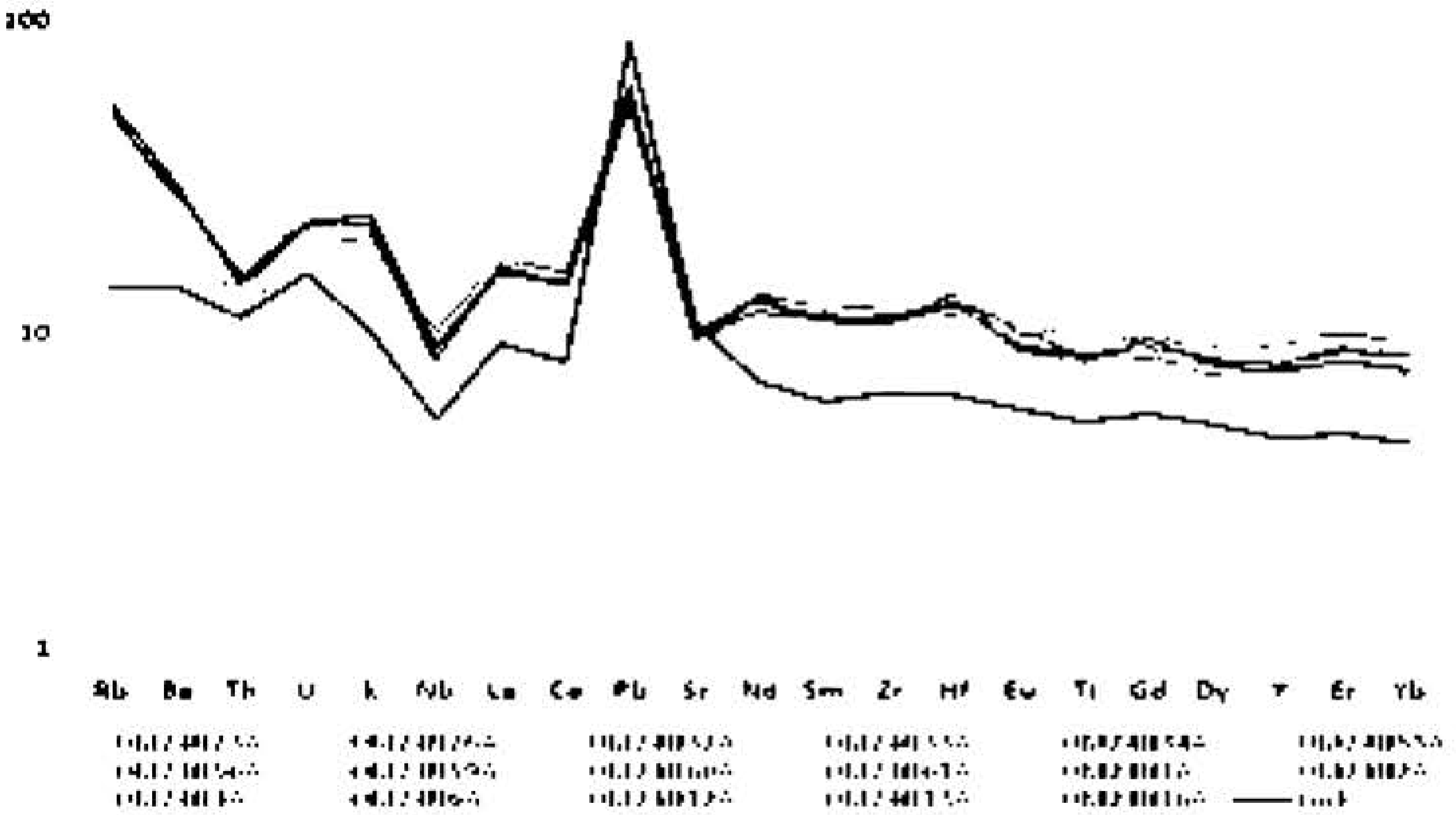


Рис. 5.8. Спектры распределения редких элементов в расплавных включениях в пироксенах из габбро-долеритов Южно-Масловского месторождения Красная линия – спектр породы.

Наши исследования подтверждают последний вывод (Krivolutskaya et al., 2004; Криволуцкая и др., 2001[2]). Флюидные включения в оливинах пикритовых габбро-долеритов составляет около 1–3 % от общего объема всех включений, перечисленных выше. Их размер обычно не превышает первых микрон, иногда они достигают 40 мкм в диаметре (рис. 5.1). По морфологии мелкие и крупные включения отличаются мало: они обладают либо формой отрицательных кристаллов оливина, либо сферической.

На первом этапе включения были подвергнуты охлаждению в криокамере до $T = -165 \ldots -190^{\circ}$C (аналитик – Т.Л. Крылова, ИГЕМ РАН). При этом никаких видимых изменений не было установлено, что свидетельствует о чрезвычайно низкой плотности образующих их флюидов. Проведенные первые прямые определения составов газов во флюидных включениях с помощью рамановской спектроскопии (аналитик – Ж.Дебюсси, Нанси, Франция) позволили обнаружить только низкие концентрации H_2O и CO_2 в их составе и подтвердить, что другие газы (водород, азот, метан) отсутствуют. В крупных включениях при больших увеличениях на внутренней их поверхности установлены кристаллические фазы - магнезит и органический углерод (Криволуцкая и др., 2001_2).

Для точного определения содержаний H_2O в расплавах использовались стекловатые включения в оливинах, поскольку при нагреве раскристаллизованных включений происходит ее потеря в процессе эксперимента. Стекловатые включения имеют округлую, реже – овальную форму и сходное строение: 80– 85% в них занимает стекло и 10–15 % – пузырь (вакуумная полость - данные рамановской спектроскопии). Ближе к эндоконтакту интрузива, в нижней части такситового горизонта, увеличивается количество и размер стекловатых включений (до 35–40 мкм). Концентрация H_2O в стеклах расплавных включений может достигать 1.3 мас. % (ионный микрозонд, аналитик – С.Г. Симакин, ИМИ РАН), при этом отмечается ее слабая корреляция с калием. Следует подчеркнуть, что уровень концентрации летучих компонентов в расплавных включениях (H_2O, Cl, F) одинаков для рудоносных и безрудных массивов (Криволуцкая, Соболев, 2001). В пикритовых базальтах гудчихинской свиты установлены крайне низкие содержания H_2O – 0,03-0, 25 мас. % (Соболев и др., 2009_1). Таким образом, флюидный режим при кристаллизации интрузивов не имел аномальных черт (т. е. расплав не был обогащен водой, хлором, восстановленными газами).

Для проверки другого фактора, выдвигаемого в качестве доказательства повышенной флюидонасыщенности исходных магм, – мощных контактовых ореолов вокруг интрузивов – была проведена оценка состава вод, участвовавших в их формировании. С этой целью выполнено изучение стабильных изотопов (O, H, C) в габбро-долеритах разных массивов и во вмещающих их породах (Покровский и др., 2005). Центральные части интрузивных тел характеризуются изотопным составом кислорода $\delta^{18}O = 5.5$ ‰, типичным для вод магматического происхождения, в то время как в области контакта наблюдается утяжеление изотопного состава до 18 ‰. Наблюдаемое распределение $\delta^{18}O$ не подтверждает предположения о гидротермальной переработке окружающих пород под воздействием магматических флюидов, отделившихся при кристаллизации магмы. Это продемонстрировано на примере нескольких интрузивных тел (Норильска 1, Талнахского, Зеленогривского, Нижне-Талнахского). Обогащенность эндо- и экзоконтактовых зон массивов тяжелым изотопом кислорода свидетельствуют об их активной проработке (как наиболее проницаемых участков) метеорными, а не магматическими водами, приводящей к преобразованию вмещающих пород. Вовлечение метеорных вод в процессы, протекающие на постмагматическом этапе становления интрузивов, представляется вполне естественным, поскольку внедрение таких огромных объемов магматических масс, которые наблюдаются на Сибирской платформе, не могло не вызвать притока флюидов из вмещающих пород и вовлечение их в циркуляцию.

5.3. Оценка составов расплавов по результатам геохимической термометрии с использованием ЭВМ-модели КОМАГМАТ-3.5

Оценка фазового состава и температуры исходной магмы для Талнахского интрузива была выполнена с ипользованием ЭВМ-программы КОМАГМАТ-3,5 методом геохимической термометрии (Арискин, Бармина, 2000), основанном на предположении о внедрении в камеру кристаллизации расплава с долей взвешенных кристаллов. В рамках этой модели впервые продемонстрирована возможность формирования внутренней структуры интрузива в результате кристаллизационной дифференциации (Криволуцкая и др., 2001_1). Ранее в качестве главного аргумента против этой гипотезы приводился факт несоответствия состава зон закалки и средневзвешенного состава интрузива (отличающегося повышенной магнезиальностью по сравнению с контактовыми габбро-долеритами – MgO = 10–12 и 7–8 мас. % соответственно).

Нам представляется, что решение проблемы фазового и химического состава магм должно быть связано с определением термодинамических и динамических параметров внедрения магмы для каждого конкретного интрузивного тела. Эти параметры включают температуру и состав исходного магматического расплава, степень закристаллизованности (кристалличность) магмы в момент внедрения, пропорции и составы взвешенных в расплаве минеральных фаз. Накопление и систематизация этих данных позволят более обоснованно отслеживать возможные генетические связи между магмами различных трапповых интрузивов и получить картину пространственного распределение исходных температурных, химических и фазовых характеристик.

Первые попытки решения такого рода задач связаны с использованием методов прямого ЭВМ-моделирования строения трапповых интрузивов Сибирской платформы на основе конвекционно-кумуляционного механизма внутрикамерной дифференциации (Френкель и др., 1985, 1987). На примере силлов Кузьмовка (р. Подкаменная Тунгуска), В-304 и Вавукан (верховья р. Вилюй) было показано, что в момент внедрения исходная трапповая магма содержала не более 8 об.% интрателлурических кристаллов, представленных небольшим избытком Ol или ассоциации Ol+Pl. Применение этих подходов к Талнахскому интрузиву показало, что главные особенности его строения находят объяснение как результат внедрения в камеру более закристаллизованной магмы, содержащей 15-20% интрателлурической фазы при условии одновременного нахождения на ликвидусе оливина и плагиоклаза (Днепровская, 1987). В развитие этого направления мы впервые представляем оценки параметров внедрения талнахской магмы, полученные путем решения обратной геохимической задачи с использованием методов моделирования расплавно-кристаллических равновесий в базальтовых системах (Арискин, Бармина, 2000).

Анализ литературных данных показывает, что оценка состава исходных трапповых магм осуществлялась ранее единственным способом – подсчетом средневзвешенного состава интрузивов. Эти данные весьма многочисленны, на их основании выделены формационные типы интрузивных образований и предложены схемы их петрохимической классификации (Виленский, Олейников, 1970). Однако такой подход не решает ряда проблем, в частности, несоответствия составов зон закалки среднему составу интрузивов. Это хорошо видно на примере интрузивов Норильск I и Талнах: в обоих случаях средний состав массивов существенно магнезиальнее эндоконтактовых габбро-долеритов. Главная причина этих расхождений состоит в том, что для корректной оценки средневзвешенного состава интрузивного тела необходимы полные данные об объемной распространенности отдельных типов пород. Здесь не подходит использование средних химических анализов или данных по строению отдельных (даже детально изученных) вертикальных разрезов, поскольку такой способ дает согласующиеся оценки в случае близких к идеальным пластовых тел.

С другой стороны, использование эндоконтактовых пород как модели исходного расплава также проблематично по причине возможной измененности за счет взаимодействия с вмещающими породами. Кроме того, вызывает вопросы один из важнейших критериев их выделения – тонкозернистый или субафировый характер, например (Hoover, 1989). Это условие заведомо предполагает гомогенность исходной магмы, которая должна быть представлена перегретым расплавом. В последнее время появились многочисленные свидетельства о внедрении в камеру расплавов с определенной долей кристаллических фаз (Френкель и др., 1988; Marsh, 1989; Chalokwu et al., 1993; Naslund, McBirney, 1996), что позволяет иначе взглянуть на проблему интрузивной магмы и подойти к решению вопросов о составе исходного расплава и механизмах внутрикамерной дифференциации (Ariskin, 1999). В 80-х годах был предложен метод геохимической термометрии магматических пород, направленный на оценку параметров исходного состояния, информация о котором “записана” в валовых составах эффузивных и интрузивных базитов (Френкель и др., 1987). Этот подход дает полную фазовую и химическую интерпретацию изверженных пород, включая оценки исходной температуры и состава захваченных (интеркумулятивных) расплавов (Бармина и др., 1988). В отдельных случаях геохимическая термометрия позволяет оценить фазовый состав внедрившейся магмы, а также исходные составы интрателлурических твердых фаз (Бармина и др., 1989;Chalokwu et al., 1993) Мы применили эти подходы к такситовым и пикритовым габбродолеритам Талнахского интрузива, который имеет относительно простое внутреннее строение и вместе с тем обладает всеми характерными признаками дифференцированных гипербазит-базитовых массивов норильского типа. Как указывают ряд авторов, вопрос о роли такситовых и пикритовых горизонтов в возникновении сульфидного оруденения является определяющим (Петрология и перспективы рудоносности…, 1978). Рассмотрим использование некоторых основополагающих понятий и физико-химических принципов, которые важны для анализа данных геохимической термометрии (Френкель и др., 1987; Арискин, Бармина, 2000).

Для однозначного толкования представленных ниже результатов конкретизируем понятия магмы и магматического расплава. В литературе можно найти несколько определений, которые акцентируют внимание на агрегатном состоянии и породообразующей роли магм в геологических процессах. В частности, Ю.А.Кузнецов (1990) подчеркивал, что магмы могут представлять физически гомогенные (силикатный расплав ± растворенные летучие) или чаще гетерогенные (расплав+кристаллы) системы, “ведущим признаком которых является текучесть в массе, что достигается при содержании в смеси 25% жидкости”. Современные дискуссии об агрегатном состоянии магм касаются допустимых пропорций кристаллов и расплава, которые характеризуют неравномерное распределение кристаллического вещества от границ полного затвердевания (стенок магмовода или камеры) вглубь резервуара магмы. Анализ этой ситуации позволяет выделить две главные области (Sinton et al., 1992; Jaupart, Tait, 1995). Вблизи поверхности солидуса формируется зона с низким содержанием расплава, заполняющего пространство между кристаллами, которые образуют неразрывную систему, касаясь углами или гранями, так называемый ригидус (rigidus). По некоторым реологическим свойствам эта смесь ведет себя подобно твердому веществу, хотя и не теряет свойства пластичности. По мере уменьшения доли кристаллического материала зона ригидуса переходит в область “кристаллической каши”, а затем взвеси или магматической суспензии, которая содержит менее 25% твердой фазы (Marsh, 1989). Предполагается, что реологическая граница между ригидусом и “кристаллической кашей” отвечает резкому, на несколько порядков, скачку динамической вязкости и содержанию кристаллического материала около 50-60 об.% (Bergantz, 1990; Шарапов и др., 1997). Эту величину предложено называть предельной кристалличностью магмы (critical crystallinity). Количество комплементарной остаточной жидкости представляет долю критического расплава, напр. (Renner et al., 2000).

Таким образом, оперируя понятием “магмы” мы будем подразумевать гетерогенные силикатные системы с содержанием отдельных кристаллов и/или их сростков ниже предельно допустимой кристалличности. Жидкая часть магмы представляет магматический расплав. В случае перегретости (отсутствия взвешенной твердой фазы) магма представлена только силикатной жидкостью. В соответствии с этими определениями валовый химический состав любой магмы можно выразить через составы и пропорции взвешенных твердых фаз (1≤j≤M) и расплава (l): $C_i^{маг} = F_l\, C_i^l + \sum_{j=1}^{M} F_j^{взв} \overline{C}_i^{\,j}$, (1) где i - главный или примесный элемент, C_i^l - состав магматического расплава, $\overline{C}_i^{\,l}$ - средневзвешенный состав кристаллов данного минерального вида, а $F_l^{взв}$ и F_l - пропорции кристаллов и расплава.

Геологическое значение магм как породообразующих систем относится и к магматическим расплавам, которые по определению являются главной составляющей магмы, даже в случае ее повышенной кристалличности. Мы подчеркиваем это обстоятельство, поскольку в последние годы наметилась тенденция использования термина “магматический расплав” применительно к составам, установленным по данным изучения микрообъектов, представленных стекловатыми фрагментами мезостазиса или расплавными включениями в минералах. В последнем случае А.В.Соболев справедливо предлагает использовать специальный термин дифференциальные расплавы, подчеркивая тем самым, что они представляют неоднородности состава включений, идентифицированные в пределах отдельных кристаллов при использовании прецизионных методов химического анализа (Соболев, 1997). Реальные магматические расплавы, которые в качестве транспортирующей среды выносят к поверхности часть кристаллических продуктов фракционирования и при затвердевании дают магматические породы, предложено называть интегральными расплавами. Предполагается, что они являются продуктами смешения дифференциальных жидкостей на докамерной стадии. В рамках этой терминологии объектом нашего изучения будут именно интегральные магматические расплавы.

Геохимическая термометрия

Основное предположение состоит в том, что в начальный момент химические составы минералов $\overline{C}_i^{l(0)}$ и расплава $C_i^{l(0)}$ были связаны соотношениями термодинамического равновесия, где в качестве одного из параметров входит температура формирования породы. Эта температура отвечает исходным условиям существования расплавно-минеральной ассоциации и в качестве фактора равновесия влияет на распределение между фазами главных компонентов и примесных элементов. Второе принципиальное допущение заключается в том, что среди множества пород исследуемого объекта имеются образцы, вариации химического состава которых обусловлены только изменением исходных фазовых пропорций $F_j^{\text{кум}}$ и $F_l^{\text{инт}}$. Такие образцы составляют группы пород, образовавшихся при одной и той же температуре из расплава и минералов одного и того же состава.

Важная особенность таких пород состоит в том, что при их равновесном плавлении можно получить серии расплавов, характеризующихся различными линиями эволюции в координатах температура-состав, однако на кривых плавления обязательно находится температура, при которой составы жидкостей оказываются идентичны. Не трудно догадаться, что этот состав будет отвечать общему для всех пород составу захваченной жидкости, а найденная температура – температуре формирования этих пород. Данное утверждение доказывается от обратного: если такого пересечения не произошло, то это означало бы, что для выбранных составов пород не работает условие баланса масс или общие исходные составы минералов $\overline{C}_i^{l(0)}$ и расплава $C_i^{l(0)}$ не связаны законами термодинамического равновесия. Таким образом, для решения задачи поиска исходных параметров формирования конкретной интрузивной породы необходимо: (1) дополнительно выбрать несколько образцов, для которых можно предполагать близкий состав захваченного расплава; (2) провести физический или численный эксперимент по равновесному плавлению этой группы пород; (3) определить или рассчитать составы образующихся расплавов; (4) построить линии эволюции модельных жидкостей и в координатах температура-состав найти точку (область) их пересечения.

Практическая реализация метода

Применительно к интрузивным базитам постоянство состава захваченной или остаточной магматической жидкости предполагает два варианта их генетической и геологической интерпретации. Во-первых, это может быть следствием локальной неоднородности объекта в масштабе сантиметров и метров (возможно десятков метров для крупных расслоенных комплексов), как предельный случай - микроритмической расслоенности. Во-вторых - результат отсутствия или слабо проявленного фракционирования магмы, что позволяет предполагать существование одинаковых или близких условий формирования пород в масштабах геологического тела. В идеале желательно иметь несколько групп родственных пород, распределенных по вертикальному разрезу или в объеме интрузива. Это позволит установить характер эволюции состава расплава в процессе внутрикамерной дифференциации, а также возможные неоднородности состава магматической жидкости в различных частях интрузива.

С точки зрения оценки состава исходного (в момент внедрения) магматического расплава наиболее информативны данные по эндоконтактовым и приконтактовым породам, для которых предположение постоянства состава захваченной жидкости вполне реалистично. Наглядный пример эффективности такого подхода дают результаты геохимической термометрии приконтактовых Ol-Pl кумулятов Скергаардского интрузива, отобранных на расстоянии менее 10 м от эндоконтакта и представляющих Боковую краевую группу (Ariskin, 1999). Трудно оценить, насколько реально провести такое же исследование для пород Талнахского интрузива: здесь необходимы систематичные данные по составам эндоконтактовых габбро-долеритов, желательно максимально контрастного состава. Вместе с тем в литературе имеется большое количество данных по составам такситовых и пикритовых габбро-долеритов, представляющих нижние части разрезов этого массива.

Если допустить, что талнахская магма не была перегретой и привнесла в камеру определенное количество интрателлурического оливина (±Pl), то вариации составов пород из нижних горизонтов можно рассматривать как результат перераспределения и сортировки кристаллов без существенного фракционирования силикатов в основном объеме магматического расплава (Днепровская и др., 1987). В этом случае метод геохимической термометрии позволит оценить параметры формирования такситовых и пикритовых габбро-долеритов, которые по температуре, составам минералов и расплава должны быть близки исходной интрузивной магме. Критерием правильности этого допущения и полученных оценок может служить соответствие расчетного и наблюдаемого состава породообразующих минералов.

Предложенный подход реализуется при помощи ЭВМ-модели КОМАГМАТ-3.5 (Ariskin, 1999; Ariskin, Barmina, 1999). Эта программа разработана для моделирования кристаллизации базальтов низкой и умеренной щелочности в заданном диапазоне давлений и летучести кислорода. Возможность ее использования для геохимической термометрии объясняется тем, что процессы равновесной кристаллизации и равновесного плавления носят обратимый характер и расчет траекторий плавления образцов можно заменить расчетом равновесной кристаллизации их расплавов. В случае небольшого количества составов идентификацию точки пересечения рассчитанных эволюционных линий можно проводить путем визуального анализа серии T-X диаграмм. Однако при этом надо учитывать, что из-за погрешностей химического анализа и неопределенностей, связанных с использованием модели фазовых равновесий, пересечение расчетных траекторий кристаллизации в отношении состава расплава и температуры определяется с некоторой неточностью, представляя на T-X диаграммах области сгущения модельных линий эволюции (см. ниже). При работе с программой КОМАГМАТ в толеитоподобных системах погрешность оценки температуры имеет порядок точности используемых геотермометров - 10-15°C, при этом точность расчета содержаний главных компонентов в расплаве варьируют в пределах 0.5-1 мас.% (Арискин, Бармина, 2000).

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И СОСТАВА ТАЛНАХСКОГО ИНТРУЗИВА

Геолого-структурная позиция Талнахского массива контролируется глубинным Норильско-Хараелахкским разломом – Главным тектоническим швом и субпараллельными системами западных и восточных сбросов, а также сопряженными с разломом пликативными структурами. В морфологическом отношении этот интрузив представляет хонолит с плоской, участками плавно-выпуклой кровлей и плавно-прогнутой подошвой (рис. 5.9). Массив прослеживается на 20 км, имеет ширину 0,5–2 км и максимальную мощность 218 м. Тело массива погружается на север – северо-восток под углом 4-6°, поэтому его подошва на юге контактирует с ергалахской свитой верхней перми, а на севере - с зубовской свитой нижнего девона. Геологическое строение и петрография Талнахского интрузива детально рассмотрены в многочисленных работах (Додин, Батуев, 1971; Золотухин и др., 1975; Дистлер и др., 1988; Дюжиков и др., 1988; Likhachev, 1994; Zen'ko, Czamanske,1994; Czamanske et al., 1995; Рябов и др., 2000).

Внутреннее строение и петрографические особенности интрузива

Аналогично другим рудоносным массивам норильского типа для Талнахского интрузива характерно расслоенное строение и закономерная смена пород в вертикальном разрезе. Последовательность дифференциатов обычно представляется в виде трехчленной расслоенной серии, включающей снизу вверх: Нижнюю габбровую серию (контактовые и такситовые габбродо-лериты), Основную расслоенную серию (пикритовые, оливин-биотитовые, оливиновые, оливинсодержащие и безоливиновые габбро-долериты) и Верхнюю габбровую серию (габбродиориты, феррогаббро, верхние контактовые габбродолериты, эруптивные брекчии, верхние пикритовые габбро-долериты, лейкогаббро и такситовые хромитоносные габбро). Полный разрез характерен для центральных частей интрузива; в бортовых его частях исчезают пикритовые габбро-долериты, в результате чего максимально контрастной является нижняя треть массива (нижняя серия и основание расслоенной серии), габбровая серия становится более однородной. Внизу наряду с горизонтом богатых оливином (до 50-60 об.%) пород развиты такситовые габбро-долериты, содержание плагиоклаза в которых может достигать 70 об.%. Последние имеют крайне неоднородную структуру и состав - в русскоязычной литературе их обычно называют лейкогаббро, такситовыми габбро-долеритами или просто такситами. Мы

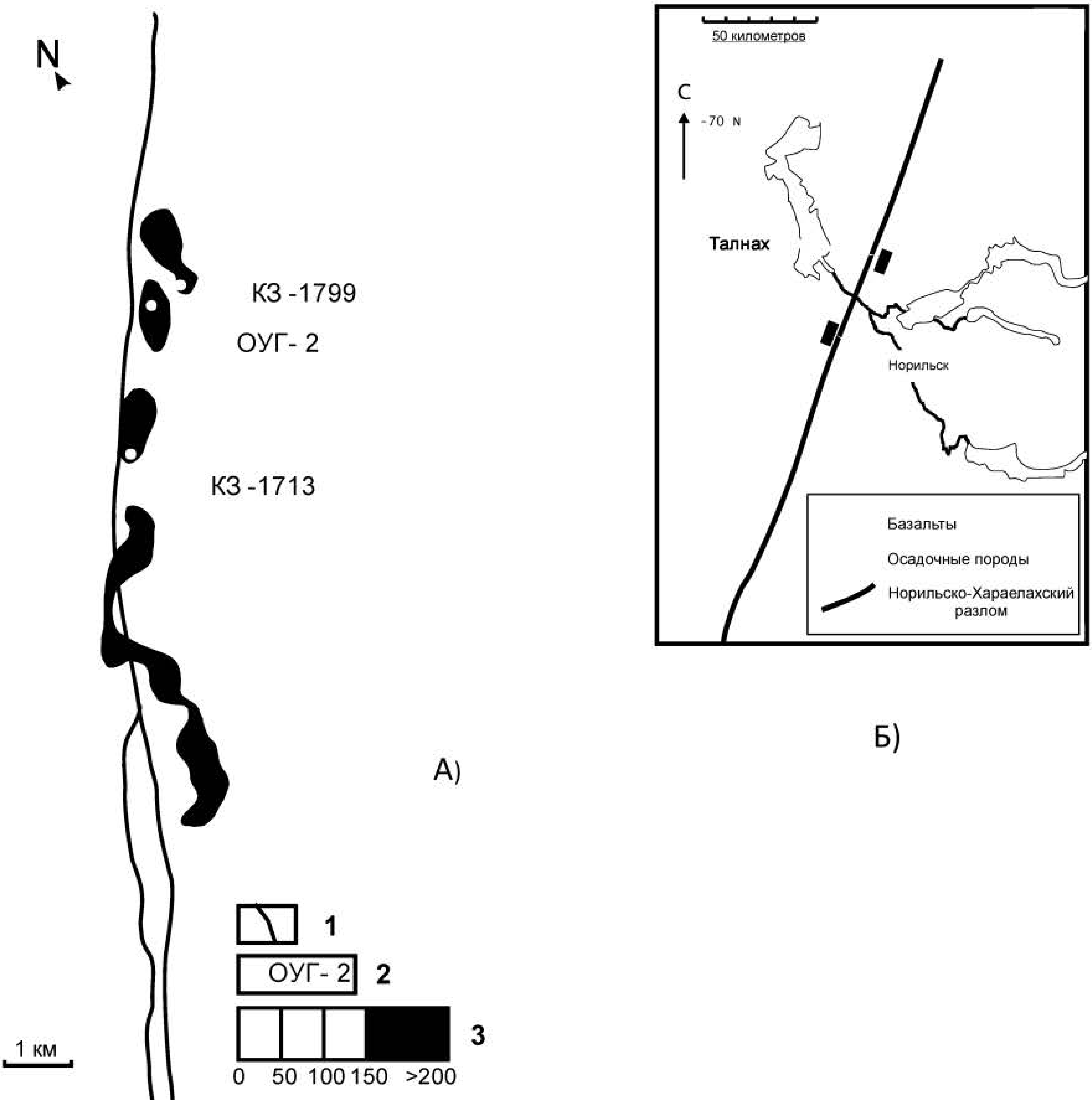


Рис. 5.9. Строение Талнахского интрузива (карта изопахит, А) и его местоположение (Б) в Норильском районе

привлекаем внимание к этому факту, подчеркивая высокую степень неоднородности строения нижней части интрузива, поскольку наиболее надежные результаты метод геохимической термометрии дает именно для пород контрастного минерального и химического состава (Арискин, Бармина, 2000).

Основная расслоенная серия характеризуется постепенными переходами между слагающими ее породами, главным образом за счет плавного снижения содержания Ol снизу вверх по разрезу. Из пород Верхней габбровой серии наиболее характерны габбро-диориты, феррогаббро и контактовые габбро-долериты, в различной степени измененные. Лейкократовые габбро не образуют единого горизонта, а слагают линзы различной мощности (до 25 м) и протяженности (от нескольких метров до первых сотен метров). Обогащенные Ol породы (пикрито- и троктолитоподобные) в верхней эндоконтактовой зоне массива редки и обычно образуют маломощные (не более 0,5 м) линзы в верхних частях лейкогаббро.

Описание внутреннего строения, структур, особенностей минерального и химического состава пород Талнахского интрузива дается ниже на основании данных по опорной скв. ОУГ 2, пробуренной в центральной части массива (см. рис. 3 4 в Главе 3). Мощность вскрытых интрузивных пород составляет здесь 155 м. В этом разрезе выделяются (от подошвы массива): А – нижние контактовые и такситовые габбро-долериты, Б – пикритовые, В – оливиновые, Г – оливинсодержащие и Д – безоливиновые габбро-долериты, Е – габбро-диориты и призматически зернистые габбро-долериты, Ж – лейкократовые габбро, иногда такситовидные, З – верхние контактовые габбро-долериты, кварцевые диориты и эруптивные брекчии.

Скрытая расслоенность Талнахского интрузива

Оливин. Этот минерал наиболее резко меняет свой состав в различных зонах массива (табл. 5.6). Максимальное содержание форстерита ($Fo_{82.3}$) установлено в верхней части такситового горизонта, хотя в среднем для залегающих выше пикритовых габбродолеритов характерны более магнезиальные составы. В оливиновых габбродолеритах Fo варьирует в пределах 69-72 мол. %, при переходе к Ol-содержащим габбродолеритам магнезиальность Ol понижается до $Fo_{61.3}$. С этими вариациями коррелирует поведение никеля: содержание NiO в Ol изменяется от 0.20-0.25 мас.% в пикритах до 0.08-0.11 мас.% в Ol-содержащих габбродолеритах. Концентрации MnO и CaO в оливине наоборот возрастают снизу вверх по разрезу.

Плагиоклаз. Выделяется две главные генерации Pl: I. крупный широкотаблитчатый зональный плагиоклаз, состав которого изменяется от An_{75-84} в оливиновых, пикритовых, такситовых габбродолеритах и верхних анортитовых лейкогаббро до An_{56-39} в габбро-диоритах; II. интеркумулусный плагиоклаз с полисинтетическими и простыми двойниками, характеризующийся менее существенными вариациями состава, примерно от An_{62} до An_{47}. Для обеих генераций наблюдается общая тенденция - раскисление плагиоклаза вверх по разрезу интрузива, вплоть до альбитизации, особенно интенсивно проявленной в габбродиоритах.

Клинопироксен. Количество Cpx постепенно возрастает снизу вверх, от 15-25 об.% в пикритах и такситах до 40-45% в породах Верхней габбровой серии. Различаются две разновидности клинопироксена: I. зеленый и II. бурый, причем Cpx первого вида преобладает над вторым. Обе разновидности по химическому составу соответствуют авгиту, хотя зеленые зерна более магнезиальные и хромистые, а бурые – титанистые (Золотухин и др., 1975; Czamanske et al., 1995), Составы клинопироксенов из пород Верхней габбровой серии попадают в поле типичного авгита, а авгиты из пород Основной расслоенной и Нижней габбровой серий более магнезиальны и близки к полю эндиопсида. Как правило, в едином зерне клинопироксена краевые его части более железистые, чем центральные.

Состав клинопироксена в разрезе массива меняется закономерно. Содержание ферросалитового минала возрастает снизу вверх от 10-11 мол.% в пикритах и такситах до 24 мол.% в габбродиоритах, а затем снижается до 13 мол.% в верхних краевых габбродолеритах. Содержание энстатитового компонента соответственно понижается снизу вверх от 53 до 35 мол.%, тогда как волластонитовая составляющая меняется в узких пределах - 38-44% Wo. Содержание Cr_2O_3 в высококальциевых пироксенах имеет максимум (1.13-1.21 мас.%) в верхней трети пикритового горизонта и резко снижается при переходе к такситовым габбродолеритам. Закономерное понижение Cr_2O_3 в Cpx характерно также и для перехода от пикритов вверх к оливиновым и оливинсодержащим габбродолеритам. Поведение TiO_2 менее изменчиво, но его устойчивое накопление проявляется в верхней эндоконтактовой зоне, особенно в габбро-диоритах.

Ортопироксен. Наиболее магнезиальный Opx - с содержанием 76 мол.% En - устанавливается в пикритовых габбродолеритах. Вверх и вниз по разрезу его магнезиальность снижается, соответственно возрастает железистость. Ортопироксены из пикритовых габбродолеритов характеризуются максимальными концентрациями Cr_2O_3 (0.47 мас.%). содержания других оксидов варьируют в пределах: Al_2O_3 (0.7-1.15 мас.%). CaO (1.6-2.4 мас.%), MnO (0.35-0.50) и TiO_2 (0.4-0.65 мас.%).

Биотит. Состав биотита по разрезу Талнахского массива меняется в широких пределах (табл. 5.6). В оливиновых, пикритовых и такситовых габбродолеритах биотиты содержат максимальные количества MgO (15-18 мас.%), TiO_2 (6-7%) и щелочей (8,4-9,1%)

при минимальной концентрации CaO. В верхних дифференциатах интрузива (верхние такситы, лейкогаббро, габбродиориты, безоливиновые и оливиносодержащие габбро-долериты) для него характерна низкая магнезиальность и щелочность, повышенные содержания CaO (до 0.5 мас.%) при содержании TiO_2 = 2.4-2.6 мас.%.

Петро- и геохимические особенности пород

Химический состав типичных пород Талнахского массива по скв. ОУГ-2 приведен в Приложении 2; соответствующее распределение элементов в вертикальном разрезе показано на рис. 5.10. Анализ этих данных свидетельствует о различном характере поведения петрогенных и рудных элементов, которые можно сгруппировать следующим образом: 1. MgO, Cr_2O_3; 2. FeO, Fe_2O_3; 3. CaO, Al_2O_3 , SiO_2; 4. TiO_2, Na_2O, K_2O, P_2O_5; 5. Co, Ni, Cu.

Вариации содержаний MgO в разрезе определяются главным образом количеством Ol в породах и его магнезиальностью. Общий размах концентраций этого оксида отвечает пределам 5.11-22.41 мас.%. Наиболее высокие содержания характерны для горизонта пикритовых габбродолеритов, к верхней трети которого приурочен абсолютный максимум MgO в разрезе интрузива. Вверх и вниз от ультрабазитов содержание этого компонента в появлении в верхней эндоконтактовой зоне пород, обогащенных Ol, наблюдается второй максимум накопления MgO.

Кривая распределения хрома практически полностью повторяет вариации магнезии (рис. 5.10), значимые различия в поведении этих компонентов наблюдаются только в верхней части горизонта оливиновых габбро-долеритов. Относительный минимум хрома в этой области объясним резким понижением количества хроммагнетита в породе, в то время как содержание оливина вверх по разрезу убывает постепенно. В целом содержание Cr_2O_3 в породах интрузива меняется от предела обнаружения (<0.007 мас.%) в верхних такситовых габбро до 0.77 мас.% с абсолютным максимумом в верхней части в пикритах.

В этих пикритовом горизонте в некоторых участках устанавливается также максимально хромистый клинопироксен и отмечаются крупные скопления хроммагнетита и хромита, преимущественно в виде сегрегаций. Вверх и вниз от горизонта пикритов сокращается количество оксидов, понижение концентрации Cr_2O_3 в которых коррелирует со снижением хромистоси клинопироксена - в результате степень обеднения пород хромом увеличивается в обоих направлениях.

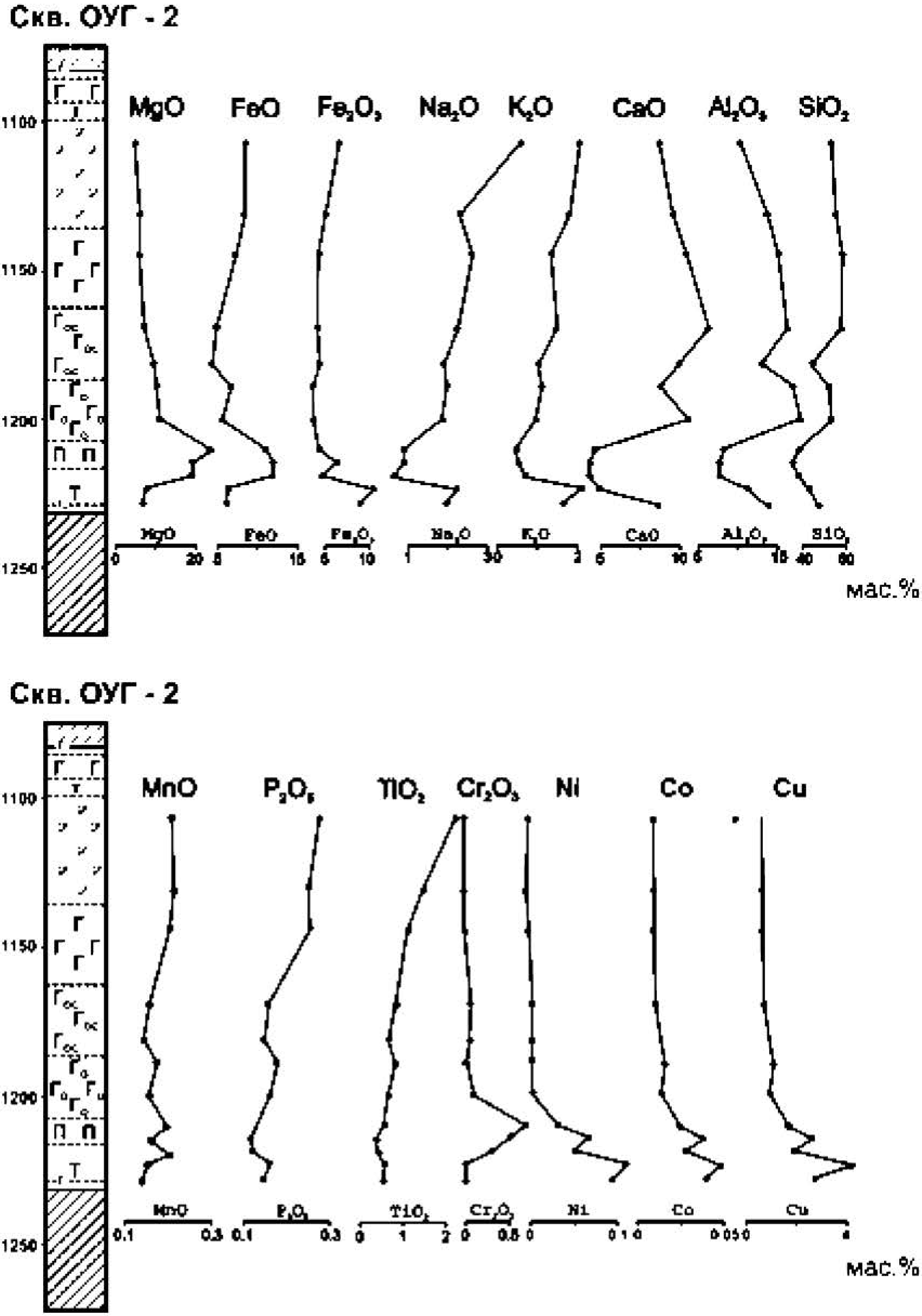


Рис. 5.10. Вариации породообразующих оксидов в вертикальном разрезе Талнахского интрузива по скв. ОУГ-2

Следует отметить, что:

1. FeO и Fe_2O_3 имеют сходные тренды распределения (рис. 5.10). Максимальные содержания этих оксидов (7.6 и 11.45 мас.%, соответственно) выявляются в пикритах за счет увеличения пропорции *Ol* и *Cpx* по отношению к *Pl* и фиксируются в габбродиоритах верхней части разреза, где они обусловлены повышенным (до 10-15%) содержанием титаномагнетита. Минимальные концентрации оксидов железа приходятся на зону контакта пикритов и оливиновых габбродолеритов.

2. Максимумы концентраций CaO и Al_2O_3 (12.21 и 17.32 мас.%, соответственно) приурочены к оливиновым и Ol-содержащим габбродолеритам, что связано с накоплением в этих породах плагиоклаза и его повышенной основностью (до An_{84}). Близкая картина наблюдается и в существенно плагиоклазовых породах - такситовых габбродолеритах и анортитовых лейкогаббро из нижних и верхних горизонтов. В верхних такситах содержания CaO и Al_2O_3 в породах несколько понижаются, что коррелирует с увеличением альбитового минала в плагиоклазе. В пикритовых габбродолеритах содержания извести и глинозема резко падают (до 4.96 и 7.75 мас.%, соответственно) за счет снижения общего количества Pl при сохранении его основности. Поведение кремния в нижней части интрузива аналогично распределению CaO и Al_2O_3, а начиная с горизонта оливиновых габбродолеритов кремнекислотность пород практически не меняется.

3. Фосфор, титан и щелочи проявляют плавную тенденцию накопления к кровле интрузива, которая в целом противоположна поведению CaO и Al_2O_3. Для всех некогерентных компонентов характерны и несколько повышенные содержания в придонной части массива, причем на общем фоне у каждого элемента отмечаются небольшие относительные минимумы и максимумы в рассматриваемом разрезе. В частности, повышение содержаний натрия в верхней части разреза связано с раскислением Pl и, отчасти, вторичными изменениями пород. Аналогичная картина для титана объясняется появлением в породах верхней части разреза титаномагнетита.

4. Накопление рудных компонентов – никеля, кобальта и меди - связано в основном с сульфидами, что обусловливает максимальные концентрации этих металлов в нижних рудоносных дифференциатах (пикритовых и такситовых габбро-долеритах). Отметим, что по сравнению с Co и Cu резкое падение содержаний Ni в породах происходит на более высоких горизонтах интрузива и происходит на фоне более плавного понижения вверх по разрезу, что можно объяснить относительно высокими концентрациями никеля в оливине и монотонными вариациями количества этого минерала.

С учетом поставленной выше задачи определения исходных параметров Талнахской магмы главным объектом нашего исследования будут породы из нижней части массива – от приконтактовых такситов до пикритовых габбро-долеритов с максимальными содержаниями MgO. Для этих горизонтов характерны значительные вариации химического состава пород, отвечающие размаху содержаний SiO_2 порядка 5 мас.%, Al_2O_3 ~10 мас.%, MgO ~15 мас.%, FeOобщ и CaO ~7 мас.%. Данные колебания по разрезу носят закономерный характер и могут быть обусловлены процессами перераспределения кристаллов (в основном интрателлурических) на фоне незначительного фракционирования исходного магматического расплава (Днепровская и др., 1987). Как следует из предыдущих разделов, эта ситуация генетически информативна и отвечает сформулированным условиям применения метода геохимической термометрии.

Моделирование фазовых равновесий

Для проведения термометрических расчетов были использованы химические составы пород из скв. ОУГ-2 и расположенных севернее скв. КЗ-1713 и КЗ-1799 (Czamanske et al., 1995). Привлечение дополнительных данных связано с необходимостью повысить представительность петрологического материала и обусловлено стремлением опираться на данные по разрезам, расположенным недалеко друг от друга (рис. 5.9). Условие пространственной близости позволяет предполагать незначительные различия состава интеркумулятивных (захваченных) расплавов для пород из нижних горизонтов, для которых не устанавливается существенной латеральной анизотропии геохимических признаков. Таким образом, при вычислениях были использованы только составы пикритовых (n=13) и такситовых (n=6) габбро-долеритов: 11 образцов из скв. КЗ-1799, 7 из скв. КЗ-1713 и 5 из скв. ОУГ-2.

Выбор исходных составов

Современные версии программы КОМАГМАТ позволяют моделировать расплавно-кристаллические равновесия в присутствии пяти силикатных (Ol, Pl, Aug, Pig, Opx) и двух оксидных минералов (Ti-Mt, Ilm) и не включают выделение сульфидной фазы. Попытки расчета по этой модели фазовых равновесий пород, содержащих значительное количество сульфидов, могут приводить к искажению полей отдельных минералов и смещению модельных линий эволюции состава расплава. По этой причине данные исходных химических анализов необходимо пересчитывать для определения количества FeO в силикатной матрице, исходя из общего содержания серы и цветных металлов в каждом конкретном образце. Методика пересчета предполагает, что Cu входит в состав халькопирита, а Ni – пентландита, при этом допускается, что доля никеля, связанного с Ol, мала и не влияет принципиально на баланс железа между сульфидной и силикатной составляющими пробы.

Последовательность пересчетов включает: (1) оценку валового количества (мас.%) халькопиртита и пентландита в породе на основании данных по их реальным составам и содержанию в образцах Cu и Ni, (2) расчет количества серы, связанной в этих минералах, (3) определение остатка S (по данным химического анализа), приходящегося на пирротин, (4) расчет содержания FeO в силикатной матрице в виде остатка от вычитания "сульфидного" железа из валового количества FeOобщ в образце и (5) приведение нового состава к 100% сухого остатка. Для вычисления количества железа в сульфидах принимались следующие составы: халькопирит – стехиометрический $CuFeS_2$ (Cu - 34.64, Fe – 30.42, S - 34.94 мас.%), для остальных минералов – средние составы, рассчитанные по результатам микрозондовых анализов при изучении вкрапленных руд из скв. ОУГ-2. По этим данным средний состав пентландита в пикритовых габбродолеритах принят 32% Ni, 34% Fe и 34 мас.% S, а в такситовых габбродолеритах – 35%Ni, 31%Fe и 34 мас.% S; средние характеристики пирротина отвечают 61% Fe + 39% S в пикритах и 60% Fe + 40% S в такситах.

Кроме того, специальная серия вычислений проведена для трех составов, представляющих средневзвешенные оценки пород Талнахского интрузива (табл. 5.8). Они основаны на данных М.Б.Днепровской по 29 отдельным скважинам (Днепровская и др, 1987), Т.Е.Зенько и В.А.Федоренко с коллегами по скв. КЗ-1799 и КЗ-1713 (Czamanske et al., 1995) и результатах наших исследований пород из скв. ОУГ-2 (табл. 5.8). Во всех случаях приведенные составы характеризуют средневзвешенные оценки силикатной части талнахских пород, рассчитанные по той же методике, что и в случае конкретных образцов[1]. Интерес к этим исходным составам обусловлен тем, что потенциально они несут ту же информацию по температуре внедрения, составам интрателлурических фаз и магматического расплава, которая “записана” в валовых составах пород из нижних горизонтов. В случае идеального пластового тела они были бы не должны сильно различаться между собой, представляя по существу валовый состав исходной магмы, см. уравнение (1). В реальной ситуации не существует возможности для объективной оценки весовых соотношений всех разновидностей пород, слагающих как протяженные горизонты, так и небольшие тела, линзы и т.д. По этой причине мы рассматриваем эти средневзвешенные составы как модельные системы, которые могут не соответствовать исходной магме, но тем не менее полезны для контроля результатов геохимической термометрии, полученных для реальных магматических пород.

---

[1] Предложенный М.Б. Днепровской состав включает данные по Хараелахскому массиву, что несколько снижает его значимость для Талнахского интрузива. Однако относительный объем информации по хараелахским породам в этой выборке не велик, что допускает использование данной оценки в последующих генетических реконструкциях. На основании составов пород из скв. КЗ-1799 и КЗ-1713 нами был сначала построен сводной разрез, учитывающий перекрытие кернового материала (Czamanske et al., 1995) (первичные аналитические данные были любезно предоставлены В.А.Федоренко). Судя по личным наблюдениям авторов и известным обобщениям (Золотухин и др., 1975; Рябов и др., 2000) он оказался не очень типичен для Талнахского интрузива, поскольку включает

Условия вычислений

Важный аспект геохимической термометрии касается задания давления и окислительно-восстановительных условий внедрения исходной магмы. При исследованиях экзоконтактовых зон интрузива Норильск I среди известняков были встречены монтичеллитовые породы, что позволило отнести формирование всего комплекса к геленит-монтичеллитовой фации глубинности (~500 бар) (Годлевский, 1959). С этой оценкой согласуются данные по литостатической нагрузке пород, перекрывающих интрузии норильского типа – 500-1000 бар (Магнезиальные базиты …, 1984). В соответствии с этой информацией расчеты по моделированию равновесной кристаллизации проводились при давлении P=0.5 кбар.

Менее определенны оценки летучести кислорода. Обычно они основаны на данных по валовому соотношению Fe_2O_3/FeO в породах, которое по аналогии с расплавами должно зависеть от температуры, fO_2 и состава. Расчеты с использованием простейшей зависимости Фудали при 1200°C (Fudali, 1965), проведенные для пород магнезиальных интрузий северо-запада Сибирской платформы, дают диапазон значений fO_2 от –7.2 до –8.2 (Магнезиальные базиты …, 1984), который попадает в интервал буферных равновесий

довольно мощный (до 30 м) горизонт кварцевых диоритов, которые в других разрезах либо отсутствуют, либо представлены в меньшем объеме. При расчетах средневзвешенного состава пород из скв. КЗ-1799 и КЗ-1713 мощность этого горизонта была понижена до 5 м. При оценке средневзвешенного состава по опорной скв. ОУГ-2 из рассмотрения исключен верхний обр. 1104.6 (табл. 3) с аномально высоким содержанием Na_2O (из-за редкости опробования прикровельной части его состав аппроксимировался на 25-м интервал, что заметно смещало среднюю щелочность пород).

примерно от NNO+0.5 до QFM. При моделировании траекторий кристаллизации нами приняты более восстановительные условия QFM-0,5 поскольку известно, что вследствие поверхностного окисления наблюдаемые отношения Fe_2O_3/FeO в породах обычно превышает значения, отвечающие окисленности магматических расплавов, из которых они кристаллизовались (Carmichael, Ghiorso, 1990).

Начальное содержание воды в расплавах такситовых и пикритовых габбродолеритов постулировалось на уровне 0,1 мас.%, что при заданном давлении гарантировало недосыщенность H_2O в интервале 0-70% кристаллизации (Альмеев, Арискин, 1996). Это условие предполагает отсутствие первично-магматического амфибола в породах Талнахского интрузива и согласуется с незначительной распространенностью водосодержащих фаз в целом для интрузива, в частности биотита (Рябов, Золотухин, 1977). Расчеты фазовых равновесий для каждого образца проводились последовательно по мере увеличения степени закристаллизованности расплава данной породы; шаг кристаллизации составлял 1 мол.%. Максимальная степень закристаллизованности модельных систем не превышала 80% (20% захваченной жидкости).

Результаты геохимической термометрии

Порядок кристаллизации

Для 19 из 23 рассчитанных траекторий установлена кристаллизация избыточного Ol в диапазоне температур 1250-1540^{o}C. При этом второй кристаллизующейся фазой является Pl (максимальная температура появления - 1255^{o}C), третьим выделяется клинопироксен (Aug). В четырех случаях изначально отмечается котектическая кристаллизация Ol+Pl при температурах ~1200-1235^{o}C, вслед за которыми также кристаллизуется авгит. Начальная температура кристаллизации Aug никогда не превышает 1189^{o}C. Характер наблюдаемых структурных соотношений клинопироксена с Ol и Pl в такситовых и пикритовых габбро-долеритах указывает на отсутствие этого минерала среди первичных ликвидусных минералов (см. выше), поэтому рассчитанное значение T~1190^{o}C можно рассматривать как нижний предел вероятной температуры внедрения исходной магмы.

Аномально высокие температуры ликвидуса для обогащенных MgO пикритовых габбро-долеритов (T>1450^{o}C) свидетельствуют о кумуляционной природе этих пород, обусловленной накоплением кристаллов оливина. На это указывает рассчитанный состав высокотемпературных оливинов (91-92% Fo), который намного магнезиальнее наиболее примитивного Ol (Fo_{82}), установленного в породах нижних горизонтов. Здесь интересно проанализировать структуру распределения ликвидусных температур для оливина. Не трудно заметить, что за счет отсутствия расчетных температур в интервале ~1300-1450°C эта гистограмма носит явно бимодальный характер. По нашему мнению это является прямым следствием контрастного характера распределения MgO (а следовательно Ol) по разрезу горизонтов такситовых и пикритовых габбро-долеритов и позволяет предполагать, что параметры исходной магмы надо искать при температурах ниже ~1300°C.

В этой связи полезно вернуться к температурам начальной кристаллизации плагиоклаза. Максимальные расчетные температуры появления этого минерала составляют около 1250°C, однако эти оценки относятся к породам с некоторым количеством избыточного Ol и возможно Pl. Очевидно, что реальные температуры кристаллизации плагиоклаза не должны превышать ликвидусных значений для субкотектических пород, когда ассоциация Ol+Pl начинала выделяться одновременно. По данным расчетов эти температуры составляют 1200-1235°C. Поэтому, если допустить, что исходный магматический расплав был одновременно насыщен Ol и Pl, но недосыщен в отношении Aug, вероятный диапазон температур исходной магмы сужается до значений 1190-1235°C.

Представленные здесь соображения и оценки основаны на последовательности кристаллизации расплавов такситовых и пикритовых габбро-долеритов и структурной интерпретации этих пород, предполагающей отсутствие клинопироксена и присутствие плагиоклаза среди первичной ликвидусной ассоциации. В генетических построениях такого рода неизбежно давлеет субъктивный фактор. Объективным свидетельством правомерности этих оценок могло бы явиться сгущение и пересечение рассчитанных линий эволюции состава расплава при температурах вблизи 1200°C.

Оценка состава исходного расплава

Полученные 17 эволюционных линий с высокой степенью достоверности представляют единое семейство котектик, несмотря на существенные различия исходных составов. Остальные шесть траекторий демонстрируют более широкий разброс концентраций в расплавах FeO и SiO_2 (причины которых пока не ясны[2]), поэтому из последующего рассмотрения исключены. Отдельно выделена линия эволюции расплава при равновесной кристаллизации средневзвешенного состава Талнахского интрузива по нашим данным (скв. ОУГ-2, табл. 5.7).

---

[2] Скорее всего эти расхождения связаны с наложением аналитических неопределенностей (включая учет присутствия сульфидов) на погрешности расчетов по ЭВМ-модели КОМАГМАТ. Однако нельзя исключать, что они могут носить и генетический характер, обусловленный неизохимичностью процесса формирования данных пород или их частичной перекристаллизации.

Эти данные показывают, что сближение и пересечение модельных линий достаточно надежно фиксируется по содержаниям Al_2O_3 и FeO (в меньшей степени SiO_2, TiO_2) и приурочено к температурам 1180-1220°C. В этот же интервал температур и составов попадает траектория для средневзвешенного состава. Таким образом, результаты геохимической термометрии позволяют определить температуру исходной талнахской магмы как 1200±20°C, с погрешностью несколько ниже точности геотермометров, используемых в программе КОМАГМАТ. В табл. 5.8 приведена средняя оценка этого магматического расплава, рассчитанная по 17 составам, представляющим каждую модельную линию при 1200°C. Нетрудно видеть, что этот состав можно классифицировать как типичный толеитовый ферробазальт, несколько обогащенный калием. Он содержит около 8 мас.% MgO и потому заметно магнезиальнее среднего состава “нормальных” траппов Сибирской платформы (табл. 5.8), однако не “дотягивает” до тех 10-12%, которые по мнению Золотухина с коллегами определяют пикрит-базальтовый характер магматического расплава исходного для сибирских траппов (Магнезиальные базиты …, 1984).

Составы минералов в исходной ассоциации

В разделе, посвященном методу геохимической термометрии, указывалось, что в его основе лежит предположение о равновесном характере распределения компонентов между минералами и расплавом в исходной для каждой породы ассоциации. Это означает, что при небольших различиях оцененного состава интеркумулятивного (захваченного) расплава результаты расчетов должны давать также близкие оценки исходных составов минералов при установленной для данных пород температуре формирования. Учитывая, что все 17 траекторий при 1200°C указывают на ассоциацию *Ol+Pl*, можно оценить средние составы этих ликвидусных фаз и принять их в качестве исходных характеристик талнахской магмы. Расчеты средних значений при 1200°C дают 81.3±1.1 мол.% *Fo* в *Ol* и 80.5±2.4 мол.% *An* в *Pl*. Эти оценки находятся в хорошем согласии с данными микрозондовых исследований показывающими, что в такситовых габбродолеритах максимальная магнезиальность оливина отвечает примерно $Fo_{82\text{-}83}$, а наиболее высокотемпературный плагиоклаз содержит не более 83% *An*.

Фазовый состав исходной магмы и пород из нижних горизонтов

Интересная особенность геохимической термометрии связана с возможностью оценки фазовых пропорций исходной магмы ($F_l^{взв}$ и F_l - см. ур.(1)), а также пропорций кумулятивных зерен $F_j^{кум}$ и расплава $F_l^{инт}$ (см. уравнения (2,3)) в исходных кумулятах, из которых позднее кристаллизовались породы. Эти пропорции находятся как результат решения задачи термодинамического равновесия для каждого образца при установленной температуре формирования породы. Фазовые параметры исходной магмы оцениваются аналогично – по результатам построения траекторий равновесной кристаллизации для средневзвешенных составов. Как видно из этих данных, во всех случаях установлена котектическая ассоциация *Ol+Pl* с преобладанием оливина, причем общая доля интрателлурических вкрапленников в магме к моменту внедрения составляла от 10.8 до 14.0 мас.%. Приведенные составы жидкой части исходной магмы также согласуются с оценкой, полученной по контактовым габбро-долеритам (табл.5.8).

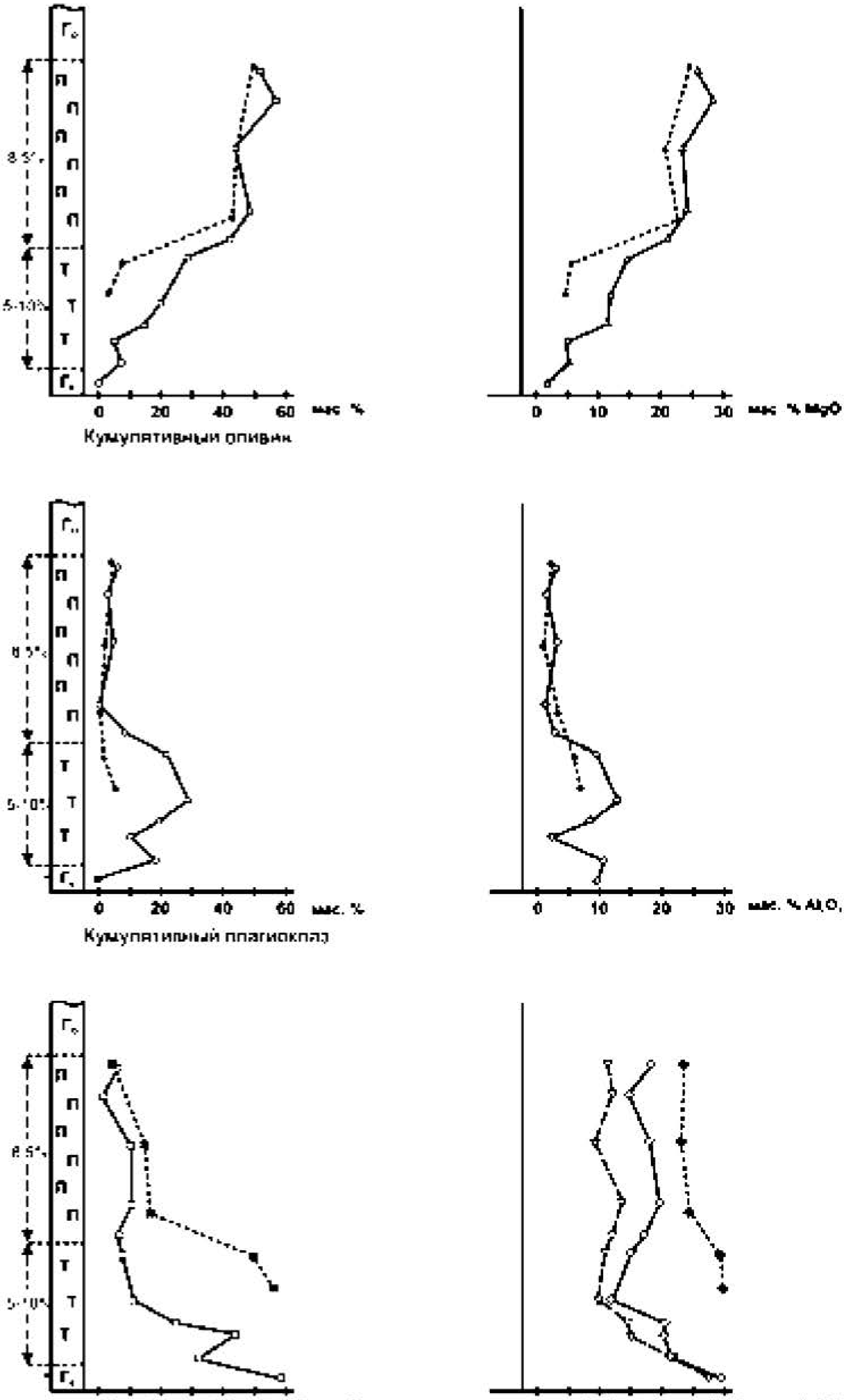


Рис. 5. 11 . Распределение редких элементов в породах, кумулятивных минералов и содержание расплава в нижних горизонтах Талнахского интрузива

Таблица 5. 6 . Состав породообразующих минералов Талнахского интрузива (скв. ОУГ-2), мас,%

Глубина,м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_20	K_2O	NiO	Сумма	Пересчет на миналы
	Оливин												Fo, % мол,
1156.2 Г	36.75	0.03	0.28	0.03	33.24	0.63	29.55	0.38	0	0.02	0.08	100.99	61.3
1164.5	37.03	0.02	0.06	0.01	28.60	0.61	33.39	0.29	0	0.01	0.05	100.07	67.5
1169.2 Д	36.23	0.02	0	0.03	32.14	0.65	31.29	0.34	0	0.02	0.08	100.80	63.0
1175.0	38.16	0.03	0	0.04	26.00	0.54	34.80	0.30	0	0.01	0.11	99.99	70.0
1181.6	38.09	0.02	н.опр	0.01	23.94	0.47	36.90	0.38	0.04	0.02	0.13	100.00	73.6
1188.3	37.28	0.02	0.08	0.01	25.48	0.46	35.15	0.39	0.03	н.опр	0.08	98.98	70.9
1194.4	37.92	0.02	0.30	0.01	26.59	0.48	35.33	0.39	н.опр	0.01	0.13	101.38	70.6
	38.35	0.02	0.17	0.01	24.75	0.44	37.11	0.34	н.опр	н.опр	0.13	101.32	73.0
1200.0 Е	37.67	0.03	0.09	0.04	25.10	0.45	35.75	0.36	н.опр	н.опр	0.13	99.62	71.6
	36.71	0.05	0.74	н.опр	25.47	0.50	33.96	0.62	0.13	н.опр	0.11	98.29	70.3
1204.8	36.69	0.06	0.48	н.опр	27.57	0.58	34.73	0.45	н.опр	н.опр	0.11	100.67	68.9
	36.44	0.10	0.28	н.опр	27.53	0.43	34.64	0.26	0.09	н.опр	0.09	99.78	68.9
1208.0	37.20	н.опр	0.32	н.опр	23.78	0.44	37.70	0.31	0.07	н.опр	0.13	99.95	74.2
1209.5	38.72	н.опр	0.11	н.опр	19.28	0.31	41.60	0.29	н.опр	н.опр	0.13	100.44	79.7
1213.7 Ж	38.16	н.опр	0.13	н.опр	21.54	0.36	39.86	0.53	н.опр	н.опр	0.19	100.77	76.9
1218.0	38.37	0.03	0.06	0.03	21.83	0.36	40.12	0.10	0	0	0.25	101.76	76.7
	38.31	0.03	0.02	0.01	21.09	0.37	39.49	0.13	0	0	0.18	99.66	77.1
1221.2	39.31	0.05	0	0.07	17.04	0.31	43.27	0.15	0	0	0.22	100.43	78.5
	38.63	0.05	0	0.01	16.78	0.30	43.64	0.14	0	0	0.20	99.76	82.3
1221.8	37.82	0	0	0	21.97	0.32	39.74	0.20	0	0	0.18	100.24	76.4
1222.8 З	35.12	0.03	0.02	2.49	25.30	0.40	34.17	0.20	0	0	0.19	97.94	70.2
1225.7	37.90	0.02	0.02	0	24.20	0.41	38.12	0.17	0	0	0.19	101.10	74.0
	38.57	0.07	0	0	21.62	0.34	40.29	0.11	0	0	0.19	101.20	77.0
1227.5	38.95	0.02	0	0.03	24.45	0.50	36.69	0.14	0	0	0.19	101.11	72.4
	38.93	0.02	0	0.03	24.57	0.50	35.90	0.14	0	0	0.19	100.44	71.8

Продолжение 1
таблицы 5.6

		Плагиоклаз												An. % мол
1085.6	А	50.89	0.03	28.95	0.01	1.18	0	0.36	14.55	3.32	0.17	н.опр	99.46	70.2
1097.9	Б	52.56	0.17	27.10	0.03	1.21	0	0.32	11.98	4.39	0.24	н.опр	98.00	59.3
		57.00	0.08	26.25	0	0.75	0	0.05	9.82	5.82	0.34	н.опр	100.11	47.3
1104.6		55.29	0.05	26.59	0	0.76	0	0.10	10.70	4.37	0.29	н.опр	98.15	56.5
1116.5		68.73	0	20.53	0.04	0.08	0	0	0.71	11.54	0.06	н.опр	101.69	3.4
1123.5	В	54.99	0.07	27.01	0.01	0.93	0.01	0.10	11.55	5.08	0.22	0	99.97	55.2
1130.3		53.86	0.07	27.80	0.09	1.10	0.04	0.26	12.02	4.61	0.21	0	100.06	58.1
		53.19	0.05	28.42	0	0.82	0.01	0.12	12.44	4.77	0.16	0	99.98	58.6
1139.2		58.95	0.10	24.17	0.01	0.99	0.03	0.13	7.81	7.02	0.57	0	99.76	37.0
		53.09	0.03	27.59	0.01	0.95	0.01	0.08	11.63	4.83	0.27	0	98.51	56.5
1144.4	Г	53.45	0.03	28.49	0.07	0.97	0.01	0.36	13.18	4.02	0.17	0	101.20	63.8
		56.0.8	0.05	27.05	0	0.76	0.01	0.07	9.90	5.78	0.30	0	100.00	57.4
1156.2		50.67	0.02	31.51	0	0.90	0.05	0.18	15.12	3.11	0.19	0	101.71	72.6
		56.23	0.20	26.76	0.01	1.51	0	0.13	9.89	5.65	0.40	0	100.83	48.2
1164.5		48.85	0.02	30.86	0.03	0.73	0.01	0.13	15.08	2.51	0.13	0	98.34	76.4
1169.2		48.88	0.03	31.36	0	0.93	0.04	0.33	15.71	2.52	0.10	0	99.87	77.1
		54.39	0.07	28.24	0	0.79	0.04	0.08	10.34	4.53	0.30	0	98.78	54.6
1175.0	Д	52.32	0.03	29.54	0.03	1.00	0.01	0.32	13.72	3.49	0.17	0	100.63	68.0
1181.6		49.54	н.опр	31.71	н.опр	0.75	н.опр	0.22	16.12	2.83	0.11	н.опр	101.58	75.3
1188.3		50.69	0.03	28.37	н.опр	0.79	н.опр	0.18	15.58	2.45	0.08	н.опр	98.17	77.4
1194.4		50.37	н.опр	29.60	н.опр	0.75	н.опр	0.22	16.26	3.01	0.13	н.опр	100.34	74.5
1200.0	Е	53.82	0.07	27.76	н.опр	1.07	н.опр	0.45	11.84	4.72	0.29	н.опр	100.02	57.2
		47.94	н.опр	32.16	н.опр	0.74	н.опр	0.12	17.18	1.78	0.06	н.опр	99.98	83.9
1204.8		49.88	0.05	30.22	н.опр	0.82	н.опр	0.25	15.86	2.63	0.12	н.опр	99.83	76.3
		48.51	0.03	31.32	н.опр	0.98	н.опр	0.40	16.06	2.04	0.11	н.опр	99.45	81.0
1208.0	Ж	51.93	0.08	28.26	н.опр	1.00	н.опр	0.40	12.40	4.45	0.25	н.опр	98.77	59.7
		53.41	0.07	27.54	0.01	1.48	0.01	0.40	10.67	5.03	0.18	н.опр	98.80	53.2

Продолжение 2 таблицы 5.6

Глубина.м	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	Cr_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_20	K_2O	NiO	Сумма	Пересчет на миналы			
	48.85	0	31.41	0	0.51	0	0.05	16.34	2.14	0.19	0	99.56	79.9			
1225.7	48.19	0.03	31.53	0	0.57	0	0.03	15.22	2.49	0.14	0	98.21	76.6			
1227.5 З	51.30	0.39	29.98	0	0.52	0.01	0.12	15.66	1.73	0.17	0	99.99	82.7			
	49.41	0	31.17	0	0.59	0.01	0.12	16.49	1.66	0.18	0	99.63	83.7			
1230.0	54.74	0	30.03	0.03	0.51	0	0.10	13.21	2.74	0.31	0.01	101.68	71.2			
Клинопироксен													Fs	En	Wo	X_{Mg}
1085.6 А	51.08	1.00	3.80	0.23	8.02	0.19	14.99	21.14	0.31	0.02	н.опр	100.78	13	43	44	76.5
1097.9 Б	50.42	0.80	2.12	0.04	11.54	0.39	13.65	20.23	0.36	0.01	н.опр	99.56	19	39	42	67.1
1104.6	51.70	0.65	1.68	0.01	11.63	0.36	14.82	18.59	0.24	0	н.опр	99.68	19	43	38	68.8
1116.5 В	50.14	0.57	1.83	0.03	13.58	0.74	12.12	19.70	0.30	0	н.опр	9.01	24	35	41	60.2
1123.5	50.94	0.74	2.25	0.03	11.32	0.32	14.96	19.18	0.23	0.01	0	99.98	18.4	42.4	39.2	69.7
1130.3	51.64	0.70	2.31	0.07	10.53	0.36	15.02	19.56	0.12	0.01	0	100.32	17.5	42.6	39.9	71.1
1139.2	52.62	0.70	2.04	0.01	11.39	0.40	15.37	18.83	0.27	0.04	0	101.67	18.7	43.2	38.1	69.9
1144.4 Г	52.19	0.62	2.36	0.10	8.25	0.22	15.72	20.37	0.11	0.01	0	99.95	13.5	44.8	41.7	76.8
1156.2	51.31	0.65	2.40	0.09	8.78	0.28	15.60	19.75	0.20	0.01	0	99.07	14.6	44.7	40.7	75.4
	52.62	0.42	2.25	0.19	6.99	0.23	16.81	20.34	0.15	0.01	0	100.01	11.4	47.4	41.2	80.6
1164.5	52.34	0.43	2.89	0.45	6.20	0.25	16.08	20.72	0.15	0.01	0	99.52	10.3	46.6	43.1	81.6
	52.64	0.52	3.02	0.57	6.22	0.26	16.56	20.68	0.12	0.02	0	100.61	10.4	47.2	42.4	82.0
1169.2 Д	52.53	0.40	1.89	0.20	6.77	0.26	16.98	19.95	0.11	0.01	0	99.10	11.2	48.2	40.6	81.1
1175.0	51.04	0.52	2.51	0.16	6.02	0.18	15.92	21.59	0.11	0.01	0	98.06	9.9	45.6	44.4	82.1
1181.6	52.37	0.70	2.33	0.01	7.48	0.18	16.11	20.63	0.18	н.опр	н.опр	99.99	12	46	42	78.9
1188.3	52.02	0.62	2.51	0.10	8.10	0.22	16.30	20.40	0.34	н.опр	н.опр	100.61	13	46	41	77.7
1194.4	52.70	0.65	2.99	0.42	7.45	0.19	15.97	19.87	0.24	н.опр	н.опр	100.48	12	46	42	78.7
1200.0 Е	51.42	0.43	2.74	0.76	6.45	0.15	15.72	20.33	0.28	0.01	н.опр	98.29	11	46	43	80.9
1204.8	51.93	0.52	2.66	0.77	6.02	0.14	16.98	21.21	0.31	н.опр	н.опр	100.54	10	48	42	83.0
	50.67	0.88	2.17	0.32	9.31	0.26	15.22	20.15	н.опр	н.опр	н.опр	99.78	15	43	42	73.9
1208.0 Ж	51.83	0.47	2.53	1.21	6.22	0.18	16.33	21.38	н.опр	н.опр	н.опр	100.35	10	46	44	82.0

Окончание таблицы 5.6

Глубина.м	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na20	K2O	NiO	Сумма	Пересчет на миналы			
Клинопироксен													Fs	En	Wo	X_{Mg}
	53.44	0.61	2.64	1.13	6.23	0.19	17.22	19.85	н.опр	0.04	н.опр	101.31	10	49	41	82.6
1218.0	52.02	0.54	3.09	0.96	6.43	0.09	16.83	19.58	0.24	0	0.04	99.97	10.5	48.7	40.7	82.2
1221.2 З	52.06	0.47	2.17	0.63	6.46	0.19	17.31	18.30	0.28	0.02	0.01	98.00	10.9	50.6	38.5	82.2
	52.83	0.47	1.95	0.66	5.33	0.19	18.92	18.89	0.08	0	0.03	99.45	8.8	53.1	38.1	85.9
1227.5	52.88	0.63	1.70	0.28	6.34	0.18	16.66	20.20	0.03	0	0.05	98.97	10.6	47.8	41.6	81.9
	54.35	0.43	1.47	0.31	6.54	0.23	17.06	19.99	0.03	0	0.03	100.45	10.8	48.4	40.8	81.8
1230.0 З	52.78	0.73	2.02	0.19	8.75	0.34	14.89	20.04	0.20	0.01	0.08	100.03	14.8	43.3	41.9	74.4
Ортопироксен																
1188.3 Е	54.72	0.63	1.55	н.опр	16.64	0.41	25.07	2.41	0.05	0.01	н.опр	101.49	26	69	5	72.4
1213.7 Ж	52.34	0.65	0.96	0.47	13.33	0.43	29.03	1.96	н.опр	н.опр	н.опр	99.17	20	76	4	79.0
1222.8 З	53.28	0.47	1.19	0.13	13.54	0.34	27.57	2.28	0.04	0	0.08	99.08	21	74	5	78.0
	53.43	0.40	0.68	0.04	14.85	0.36	27.11	1.93	0.03	0	0.06	98.91	23	73	4	76.1
1225.7	53.88	0.45	0.79	0	16.77	0.41	27.06	1.58	0	0.01	0.08	101.14	25	72	3	73.7
1230.0	55.91	0.47	0.83	0.13	14.21	0.50	26.01	1.97	0	0	0.08	100.12	23	73	4	75.9
Флогопит 0 Биотит													X_{Mg}			
1097.9 Е	36.49	2.49	10.92	0.12	29.96	н.опр	7.28	0.41	0.11	7.93	н.опр	95.86	71.0			
1144.4 Ж	34.82	2.57	11.96	0.23	29.58	0.31	7.86	0.49	0.08	5.60	0	93.50	69.5			
1164.5	38.95	2.87	12.89	0.07	27.82	0.22	7.38	0.25	0.18	9.33	0	99.96	70.1			
1194.4 З	40.85	2.40	11.70	н.опр	16.71	н.опр	14.96	0.27	0.19	9.13	н.опр	96.24	41.4			
1218.0	38.76	6.99	12.78	0.15	9.45	0.05	18.47	0	0.47	8.40	0.18	95.77	32.5			
1225.7	38.89	5.94	12.63	0.35	9.12	0.01	18.75	0.03	0.34	8.93	0.18	95.25	30.2			

Анализы выполнены в ИГЕМ РАН на микроанализаторах “Cameca” и “Camebax”. аналитики Т.И.Голованова и И.П.Лапутина.

Горизонты пород Талнахского интрузива: А - краевые контактовые габбродолериты и эруптивные брекчии; Б - атакситовые габбродолериты; В – габбро-диориты и призматически-зернистые габбродолериты; габбродолериты: Г - безливиновые. Д - оливинсодержащие. Е - оливиновые. Ж - пикритовые. З - такситовые.

Таблица 5.7. Средневзвешенный состав силикатной части пород (мас.%)

Талнахского интрузива по разным оценкам

Компонент	1	2	3
SiO_2	47.47	48.30	48.76
TiO_2	1.11	0.85	0.88
Al_2O_3	14.11	15.33	14.90
FeO	12.33	12.34	11.08
MnO	0.22	0.19	0.20
MgO	11.54	10.00	10.52
CaO	10.22	10.45	10.04
Na_2O	1.91	1.86	2.05
K_2O	0.56	0.58	0.65
P_2O_5	0.12	0.20	0.18
Cr_2O_3	0.13	0.10	0.14

Примечания: 1 – по скв. КЗ-1799 и КЗ-1713 (Czamanske et al.. 1994). 2 – среднее по разрезам 29 скважин разрезам (Днепровская и др., 1985). 3 – по скв. ОУГ-2 (наши данные); все железо в виде FeO.

На рис. 5.11 показано модельное распределение кумулятивного *Ol* и *Pl* в сводном разрезе нижней части скв. КЗ-1799 и ОУГ-2. Мощность горизонтов пикритовых и такситовых габбродолеритов в этом разрезе приведена в относительных процентах от общей мощности интрузивных пород. вскрытых каждой из скважин. Верхняя пара графиков иллюстрирует соотношения между расчетным количеством исходных кристаллов *Ol* и реальными содержаниями в породах MgO и Ni. Как видим, данные термометрии указывают на постепенное увеличение доли кумулятивных кристаллов от первых % вблизи нижнего контакта такситовых габбро-долеритов до 50-60% в верхней части пикритов. При этом надо иметь ввиду, что хорошая корреляция между химическим и модальным параметрами не может рассматриваться как прямое доказательство кумулятивной гипотезы, поскольку содержания *Ol* рассчитаны из химических составов путем решения обратной задачи. Независимым подтверждением могли бы служить данные по никелю, однако из-за присутствия сульфидов корреляции между концентрацией этого элемента и модельным количеством оливина не наблюдается.

Аналогичные распределения показаны для модельного плагиоклаза и глинозема (рис. 5.11). Они свидетельствуют. что количество кристаллов *Pl* (предположительно интрателлурических), захваченных на нижнем фронте. варьирует от 10 до 30% в такситах и резко падает 2-5 % в пикритах. Это коррелирует не только с Al_2O_3, но также с распределением Sr, содержания которого при проведении геохимической термометрии не учитывались. Подобное соответствие можно уже рассматривать как независимый критерий, указывающий на присутствие ранних кристаллов плагиоклаза в исходной талнахской магме.

Не менее интересно сопоставить эволюцию количества комплементарного магматического расплава. рассчитанного для каждой породы по данным термометрии. и распределение некогерентных компонентов. Эти соотношения показаны на нижних графиках рис. 5.11 для фосфора, иттрия, самария, лантана и тория. Для обеих скважин отмечается сопряженное снижение количества расплава от 70-85% в нижней части такситов до 45-50% в пикритах. Это понижение хорошо согласуется с распределением P_2O_5, Y, Sm, La и Th, содержания которых также понижаются в 2-2.5 раза по направлению к верхней части пикритового горизонта. Данные по некогерентным микроэлементам для использованного подхода являются независимыми, что также свидетельствует о важной роли пропорций исходного расплава и кристаллов в формировании химизма нижних приконтактовых зон.

Обсуждение результатов

Представленные модельные построения относятся к наиболее сложно устроенной зоне Талнахского интрузива – нижним горизонтам контактовых, такситовых и пикритовых габбродолеритов, проблемы образования которых являются предметом

Таблица 5.8. Состав исходного магматического расплава в сравнении с составами контактовых габбро-долеритов Талнахского массива и некоторых эффузивных траппов северо-запада Сибирской платформы

Компо-нент	Талнахский интрузив			Средние составы эффузивных траппов		
	Модельный расплав при 1200°C (n=17)	Контактовые габбродолериты		Моронговская свита		Платобазальты Путорана (n=300)
		Средний состав (n=2)	скв. КЗ-1799/ 1341.9	mr_1	mr_2	
	1	2	3	4	5	6
SiO2	49.44 (0.71)	45.30	48.57	49.70	49.10	49.85
TiO2	1.20 (0.22)	1.60	1.21	1.00	1.14	1.30
Al2O3	15.44 (0.46)	14.32	15.35	15.80	16.30	15.53
FeO	11.43 (0.66)	13.16	12.63	11.26	11.26	12.04
MnO	0.22 (0.02)	0.20	0.22	0.17	0.19	0.19
MgO	8.06 (0.19)	7.99	7.24	7.31	7.22	7.30
CaO	11.53 (0.71)	11.04	10.40	11.20	11.20	11.43
Na2O	1.82 (0.26)	2.02	1.93	1.80	2.05	1.93
K2O	0.69 (0.22)	0.86	0.90	0.33	0.28	0.29
P2O5	0.19 (0.04)	0.12	0.15	0.09	0.11	0.12

Примечания: 1 – в скобках стандартное отклонение (1σ). 2 – (Додин, Батуев, 1971) (см. табл. 1). 3-5 – по данным (Geology and ore deposits of the Norilsk region, 1994): mr_1 - гломеропорфировые базальты нижнеморонговской свиты; mr_2 - афировые базальты верхнеморонговской свиты; 6 – (Нестеренко и др., 1991). Все железо в виде FeO; составы нормированы на 100 мас.%.

многолетних дискуссий. Этот интерес обусловлен рудообразующей ролью этих горизонтов. На это указывает ряд петролого-геологических наблюдений, которые обычно выдвигаются в качестве контраргументов гипотез образования расслоенности массива, основанных на механизмах кристаллизационной дифференциации. К ним относятся: (1) несоответствие составов контактовых габбро-долеритов средневзвешенному составу интрузива, (2) “подвешенное” положение пикритовых габбродолеритов в разрезе, (3) следы “течения магмы” в пикритовых горизонтах, (4) резкая граница пикритовых габбро-долеритов с вышележащими оливиновыми габбро-долеритами, (5) выклинивание пикритовых горизонтов к флангам и слабая корреляция их мощности с мощностью интрузива в целом, (6) приуроченность такситовых габбро-долеритов к подошве интрузива, (7) наличие тел “блуждающих” лейкогаббро в разрезе, а также незакономерное увеличение мощности такситых габброидов к периферическим частям интрузивного тела и т.д.

Для интерпретации этих и многих других фактов были предложены разнообразные гипотезы, включающие: I. Флюидно-магматическое расслоение с образованием пикритовых горизонтов из самостоятельной пикритовой магмы. обособленной от основной части исходного магматического расплава (Рябов и др.. 2000); II. Относительно раннее образование такситовых габбро-долеритов и лейкогаббро, вследствие опережающего внедрения в камеру обогащенной *Pl* магматической взвеси (Лихачев, 1965, 1978); III. Более позднее формирование такситовых горизонтов как результат магматической и постмагматической лейкократизации и сульфуризации пород основной расслоенной серии (Золотухин, 1997); IV. Образование такситовых габбродолеритов под воздействием на габбро-диориты трансмагматических флюидов (Зотов, 1979, 1989) и некоторые другие. Приведенные в этой работе результаты реконструкции условий образования такситовых и пикритовых габбро-долеритов, а также химических и фазовых характеристик талнахской магмы, дают картину согласованного решения большей части поставленных вопросов в рамках концепции гетерогенности исходной магматической системы с учетом сортировки и аккумуляции интрателлурического материала.

К главным результатам проведенного анализа можно отнести хорошее соответствие (в пределах точности метода) состава контактовых габбро-долеритов и полученного родоначального расплава (табл. 5.8. 5.9). Это обстоятельство свидетельствует о реалистичности наших построений, поскольку до настоящего времени состав контактовых зон не получал должного генетического толкования. Можно предположить, что незначительное количество интрателлурических вкрапленников в этих породах связано с известным эффектом отжима кристаллов от контактовых зон при течении и заполнении магмой интрузивной камеры (Naslund. McBirney. 1996; Шарапов и др.. 1997). В плане регионального магматизма исходный магматический расплав имеет типичный толеитовый состав, отвечающий несколько обогащенным K_2O ферробазальтам. Сравнение по главным компонентам с эффузивными траппами Норильского района свидетельствует о его сходстве с образованиями позднего этапа вулканизма Сибирской платформы, близкими между собой по химическому составу, особенно с афировыми и гломеропорфировыми базальтами мокулаевской свиты (mk_1 и mk_2, соответственно. Более корректным, по-видимомму, является сопоставление именно с афировыми разностями, поскольку мы сраниваем только состав расплава (а не магмы в целом), хотя они и менее магнезиальнее, чем гломеропорфировые базальты. Определенный интерес может представлять также близость состава исходного расплава к среднему составу базальтов плато Путорана, по объему изверженного материала составляющих свыше 90% платобазальтов Сибирской платформы (Нестеренко и др., 1991) (табл. 5.8).

Другой важный результат касается изначально котектической (*Ol*+*Pl*) природы талнахской магмы. Эта идея не нова - наличие протовыделений плагиоклаза и оливина в талнахской магме отмечалось еще И.А.Коровяковым (1963), Б.А.Олейниковым (1979), В.В.Золотухиным с коллегами (1975, 1997) и др. Однако наиболее детально и последовательно этот вопрос рассмотрен в работах А.П.Лихачева (1965, 1977, 1997), который также пришел к выводу о внедрении в камеру магмы, насыщенной *Ol* и *Pl*. При этом допускается, что гравитационное разделение минералов произошло уже при подъеме магмы к поверхности, так что в камеру сначала поступала существенно “плагиоклазовая каша”, подталкиваемая и отгоняемая к периферии массива основным объемом расплава, обогащенного оливином. В рамках этой гипотезы такситовые габбро-долериты и лейкогаббро являются ранними порциями, что объясняет их придонную позицию и обнаружение в виде “блуждающих” тел среди остальных габбро-долеритов. Результаты геохимической термометрии не противоречат этой котектической интерпретации, но показывают, что в среднем талнахская магма содержала порядка 3% интрателлурического *Pl* (табл 5.9). Эта оценка должна быть как-то согласована с количеством лейкогабброидов, неравномерно распределенных в объеме Талнахского интрузива.

Данные ЭВМ-моделирования фазовых равновесий указывают на возможность образования пикритовых и такситовых габбро-долеритов из единого расплава. Это объясняет сразу несколько геологических фактов. Во-первых. следы течения в пикритовом горизонте и его выклинивание в периферических частях и местах сужения интрузива можно объяснить как результат скопления более плотных интрателлурических вкрапленников *Ol* в глубоких. килевых зонах интрузива. Неравномерное распределение этих кристаллов обусловливает внутренние неоднородности пикритового горизонта, а

Таблица 5. 9. Химические и фазовые характеристики исходной магмы Талнахского интрузива по данным ЭВМ-моделирования

Компонент	1	2	3
Состав исходного расплава при 1200°С. мас.%			
SiO2	48.75	48.98	50.08
TiO2	1.30	0.95	1.00
Al2O3	15.42	15.74	15.88
FeO	12.00	12.35	10.94
MnO	0.22	0.19	0.20
MgO	7.94	7.91	7.81
CaO	11.43	11.01	10.90
Na2O	2.16	1.99	2.25
K2O	0.65	0.64	0.74
P2O5	0.14	0.22	0.21
Фазовый состав исходной магмы. мас.%			
Расплав	86.0	89.2	88.5
Ol	11.3 (Fo80.3)	7.0 (Fo79.8)	8.6 (Fo81.8)
Pl	2.7 (An78.1)	3.8 (An80.1)	2.9 (An78.5)
Ol+Pl	14.0	10.8	11.5

Примечания: 1-3 – отвечают различным вариантам средневзвешенного состава Талнахского интрузива (табл. 5.7); Ol+Pl – общая доля интрателлурических вкрапленников в момент внедрения.

резкую границу с залегающими выше оливиновыми габбро-долеритами естественно интерпретировать как следствие практически полной отсадки интрателлурической фазы.

Здесь стоит напомнить, что впервые резкий характер верхней границы пикритовых габбро-долеритов был получен методом прямого моделирования внутрикамерной дифференциации талнахской магмы по конвекционно-кумуляционному механизму (Днепровская и др., 1987).

И. наконец, один из наиболее дискутируемых вопросов – о пространственном расположении такситовых и пикритовых габбро-долеритов. Тот факт, что обогащенные *Ol* более плотные пикритовые породы залегают над менее плотными такситами позволяет говорить о кажущейся “подвешенности” этого горизонта в смысле гидродинамической неустойчивости системы (Золотухин, 1997). Здесь можно заметить, что наличие зоны обогащения MgO по направлению вверх от нижнего контакта (так называемый *S*-образный профиль) является следствием возрастания степени накопления оседающих кристаллов оливина на фоне встречного движения нижнего фронта кристаллизации (Marsh, 1989; Jaupart, Tait, 1995) и наблюдается во многих дифференцированных массивах основного состава. Данные моделирования динамики этого процесса показывают, что накопление *Ol* снизу вверх проявляется как результат замедления скорости продвижения этого фронта по мере удаления контакта (вследствие понижения теплового потока из интрузивной камеры) (Френкель и др., 1988). С этим выводом полностью согласуются данные геохимической термометрии, указывающие на увеличение доли кумулятивного *Ol* и *Pl* вверх от нижнего контакта. Одновременно получил количественную интерпретацию известный профиль распределения некогерентных компонентов (P, Ti, K, Na, Y, La, Sm, Th) по разрезу Талнахского интрузива с небольшим минимумом в верхней части такситовых габбро-долеритов (рис. 5.11). По данным расчетов этот минимум соответствует минимальной доле исходной магматической жидкости. Подобные соотношения, как нам представляется, достаточно очевидны, однако в генетических построениях других авторов до сих пор не рассматривались.

Сравнение с данными термометрические исследований. Рассчитанная температура исходной талнахской магмы (T=1200°С) существенно отличается от оценок, полученных для других интрузивов норильского типа методом гомогенизации расплавных включений. В частности, по данным исследований включений в пироксенах и плагиоклазах из пород массивов Норильск-I и Черногорский установлен интервал 1200-1275°С (Булгакова, 1971). на основании которого параметры внедрения исходных магм отнесены к более высоким температурам 1300-1350°С (Золотухин и др., 1975). Близкие результаты представлены для магнезиальных базитов района бассейна Сухая Бахта, хотя температуры гомогенизации включений в *Pl* здесь значительно ниже – 1180-1200°С (Магнезиальные базиты….1984). Экспериментальные исследования расплавных включений в минералах пород

Талнахского интрузива указывают на температуры кристаллизации *Aug* 1110-1140°С и плагиоклазов 1120-1170°С (Ворцепнев, 1978), которые не противоречат результатам моделирования фазовых равновесий такситовых и пикритовых габбро-долеритов. Однако при этом остается открытым вопрос о том, какие стадии затвердевания “кристаллической каши” характеризуют данные температуры гомогенизации. С позиций проведенного нами анализа и оцененной температуры исходной магмы 1200°С их следует отнести к относительно низкотемпературному посткумулусному этапу формирования магматической породы.

В заключение, следует упомянуть о попытках применения геотермометров минерал-расплав для оценки температур кристаллизации по коэффициентам распределения петрогенных оксидов. Для решения этой задачи обычно использовались уравнения равновесия для оливина (Roeder, Emslie, 1970; Перчук, Ваганов, 1978):

$$\log K_i^{Ol-l} = A/T + B, \quad T = A/(\log K_i^{Ol-l} - B) \ . \tag{4}$$

где i – MgO или FeO. а расчет K_{MgO}^{Ol-l} и K_{FeO}^{Ol-l} проводился на основании данных по составам кристаллов *Ol* и включающих их пород ($K_i^{Ol-l} = X_i^{Ol} / X_i^{пор}$).

При этом допускалось, что валовый состав породы аппроксимирует состав магматического расплава, из которого этот оливин кристаллизовался. В настоящее время нет необходимости детально разъяснять, что подобное упрощение приводит к сильно завышенным значениям расчетных температур, которые при одном и том же составе *Ol* возрастают по мере увеличения доли кумулятивного материала в конкретном образце. см. ур. (4). В частности, для пикритовых габбродолеритов приводились оценки *T*>1400°С. которые с энтузиазмом использовали сторонники ликвационного генезиса этих высокомагнезиальных пород. Более обоснованный подход включает использование средневзвешенных составов интрузивных тел в качестве модели исходной магматической жидкости и дает температуры образования различных дифференциатов 1200-1300°С (Магнезиальные базиты….1984). Однако и в этом случае велика вероятность переоценки температур кристаллизации. если интрузивная магма не представляла перегретую жидкость.

Представленный нами метод реконструкции условий образования талнахских пород также основан на использовании геотермометров минерал-расплав. составляющих эмпирический базис ЭВМ-модели КОМАГМАТ. В этом смысле он наследует и развивает традиционные принципы термометрии фазовых равновесий. Однако в отличие от других подходов не требует априорной привязки к составам минералов и позволяет интерпретировать многофазные расплавно-минеральные ассоциации в комплексе исходных интенсивных (температура. составы) и экстенсивных (пропорции фаз) параметров.

Таким образом, на основе метода геохимической термометрии с использованием ЭВМ-модели КОМАГМАТ получены оценки фазовых и химических параметров исходной магмы Талнахского интрузива и расплавно-кристаллических смесей, из которых формировались такситовые и пикритовые габбро-долериты нижней зоны массива. Эти результаты указывают на котектическую (*Ol*+*Pl*) природу талнахской магмы, которая внедрилась при температуре около 1200°C и содержала 10-15% интрателлурических вкрапленников, среди которых преобладал *Ol* Fo_{80} ± 1.0 (7-11%), . Состав исходного магматического расплава (жидкой части магмы) отвечает толеитовым ферробазальтам с несколько повышенным содержанием MgO (~8 мас.%) и K_2O (~0.7 мас.%) по сравнению с “нормальными” траппами Сибирской платформы, имея максимальное сходство с образованиями позднего этапа вулканизма (с базальтам моронговской и мокулаевской свит). Обоснован вывод о происхождении такситовых и пикритовых габбро-долеритов из единой исходной магмы толеитового типа, состав жидкой части которой хорошо аппроксимируют контактовые габбро-долериты. Полученная температура кристаллизации близка к температурам гомогенизации расплавных включений (1180–1210°C). Следует подчеркнуть, что сходство получено только для составов расплавов, а в целом состав магмы (расплав + газ + твердая фаза), сформировавшей интрузив, был более магнезиальным. чем исходной магмы для вышеназванных свит.

Выводы

По данным изучения валового состава пород, расплавных включений в ранних ликвидусных фазах (оливинах и пироксенах) и математическому моделированию (метод геохимической термометрии) установлено, что исходные магмы, сформировавшие рудоносные интрузивы, отвечали толеитовым ферробазальтам с содержанием MgO = 8 мас.%, характеризовались коровыми спектрами распределения редких элементов (тантал-ниобиевая и свинцовая аномалии), повышенными концентрациями редких элементов и водно-углекислым составом флюида (0 5 мас. % воды, 0.2 хлора и 0 0 2 фтора) и не содержали повышенных концентраций цветных металлов. В расплаве содержалось до 10-15 кристаллической фазы – оливина и плагиоклаза.

ГЛАВА 6. Химический и минеральный состав руд месторождений Норильского рудного узла

При анализе составов расплавов рудоносных интрузивов наряду с рассмотренным выше вопросом о связи геохимических особенностей интрузивов с масштабом оруденения (глава 3), возникает естественный вопрос о наличии или отсутствии корреляции между составом пород и химическим и минеральным составом заключенных в них руд. Нередко Pt/Pd, Ni/Cu и другие отношения металлов в рудах рассматриваются как отражение исходного состава магм рудоносных комплексов, особенно их магнезиальности.

Многочисленные работы посвящены рудам Норильского района, но преимущественно Танахского рудного узла (Будько, Кулагов, 1966; Генкин, 1968; Бегизов, 1977; Генкин и др., 1981; Евстигнеева, Генкин, 1990; Евстигнеева, Филимонова, 1991),Мы решили попытаться ответить на этот вопрос на примере месторождений Норильского рудного узла, которые являются наименее изученными по сравнению с аналогичными объектами Талнахского рудного узла.

Для этих целей выполнены детальные исследования пород и руд месторождений Норильк 1, Южное и Северное Масловское, Черногорское (рис.6.1). Сравнительный анализ средневзвешенных составов пород и вкрапленных руд проведен для опорных скважин месторождений Норильского рудного узла: ОМ-4 и ОМ-24 Масловского месторождения, вскрывающие интрузивные породы максимальной мощности (380и 420 м) в северной и южной частях соответственно, и МС-31 месторождения Норильск 1 и Ч-55 для Черногорского месторождения. До начала этого сопоставления дается характеристика пород и руд Масловского месторождения и доказывается, что оно состоит из двух разных интрузивных тел, характеризующихся своими особенностями. Это месторождение является одним из наиболее перспективных в мире в настоящее время (Green, 2010).

Масловское месторождение

Масловское месторождение состоит из двух частей – северной и южной, − имеющих неправильную форму (рис. 6.2). В северо-западной и центральной частях каждой из них (скважины ОМ-4 и ОМ-24) наблюдается воронкообразное увеличение мощности интрузива до 268 и 412 м соответственно.

В строении массива по скв. ОМ-4 выделяются безоливиновые, оливинсодержащие пойкилоофитовые, троктолитовые и пикритовые габбро-долериты, сменяющие друг друга сверху вниз по разрезу. Следует отметить очень слабое распространение такситовых габбро-долеритов в нижней части интрузива. Такситизация пород проявлена очень локально, в виде мелких пятен в нижней части пикритовых габбро-долеритов. Отличительной особенностью нижней части разреза является присутствие большого количества прожилков, выполненных сульфидами, покрытых гидроокислами железа, а также сильное ожелезнение практически всего горизонта пикритовых габбро-долеритов.

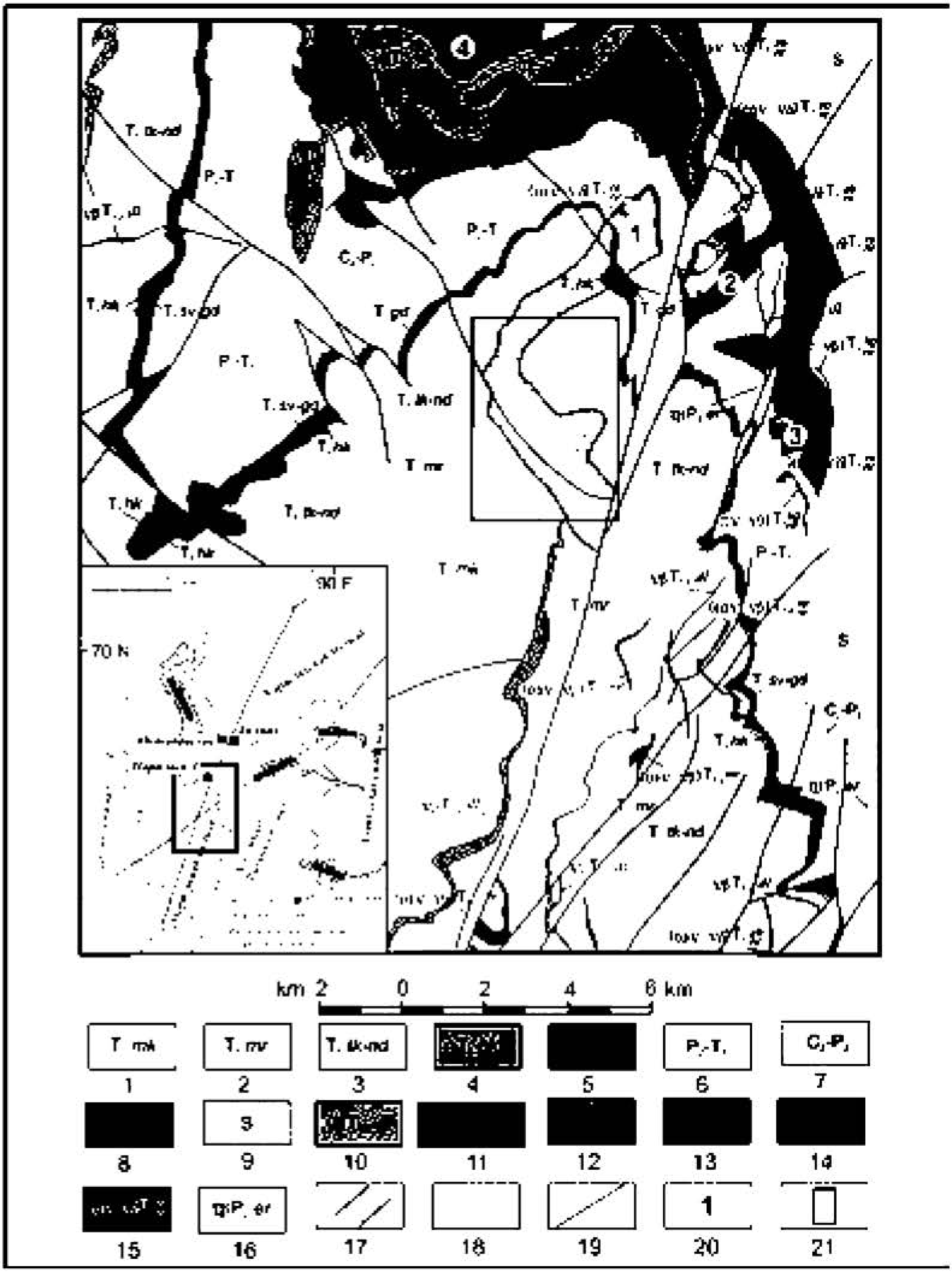


Рис. 6.1. Геологическая карта Норильской мульды (составил В.А.Тетерюк, 2003, по

Условные обозначения: 1-5 – вулканогенные породы нижнего триаса, свиты: 1- мокулаевская, 2 – моронговская, 3 – нерасчлененные туклонская-надеждинская, 4 – хаканчанская, 5 – нерасчлененные сыверминская-гудчихинская, 6- трахибазальты ивакинской свиты; 7 – терригенные породы тунгусской серии, 8-9 – терригенно-карбонатные отложения с прослоями солей и ангидритов: 8 – девонские, 9 – силурийские;
10-16 – интрузивные породы, комплексы: 10- далдыканский, 11 - 15 норильский, типы: 11 – моронговский, 12 – зубовский, 13 – нижнеталнахский, 14 – круглогорский, 15 – норильский; 16 – ергалахский; 17 – контуры распространения интрузивных пород Норильска 1 на глубине, 18 – геологические границы, 19 – разрывные нарушения, 20 – нитрузивы (1 – Норильск 1, 2 – Норильск 2, 3 – Черногорский), 21 – контур Масловского месторождения.

Всего по интрузивной части разреза, вскрытого скважиной ОМ-4, отобрано 107 образцов (рис.6.3). Наиболее детально опробованы верхняя и нижняя эндоконтактовые зоны интрузива, содержащие сульфидную минерализацию – отбор образцов осуществлен в среднем через 0,8 – 1,0 м. Для центральной, более однородной по составу части массива, интервал отбора увеличен и составляет в среднем 4,0 -5,0 м. Южная часть месторождения изучена по скважинам ОМ-20, ОМ-24 и ОМ-25. В качестве опорной для этой части месторождения выбрана скв. ОМ-24 . В вертикальном разрезе массива здесь отмечаются сверху вниз габбро-диориты (призматически-зернистые), оливинсодержащие, оливиновые, пикритовые и такситовые габбро-долериты. Отличительной особенностью данного разреза является наличие мощной зоны габбро-диоритов (120 м), присутствие крупнозернистых габброидов в верхней части разреза, обогащенных титаномагнетитом, – феррогаббро, небольшая мощность (по сравнению с общей мощностью интрузивных пород) пикритовых габбро-долеритов. Существенная доля лейкократовых пород в верхней части разреза интрузива сближает его с разрезом Талнахского интрузива, вскрытого скв. ОУГ-2. Необычной чертой данного разреза является присутствие в разрезе оливинсодержащих габбро-долеритов и пироксенитов, в которых встречаются идиморфные кристаллы пироксена. Всего по разрезу интрузивного тела по скв. ОМ-24 отобрано 187 образцов, наиболее детально (через 1,0–1,5 м) опробованы пикритовые габбро-долериты с сульфидной минерализацией.

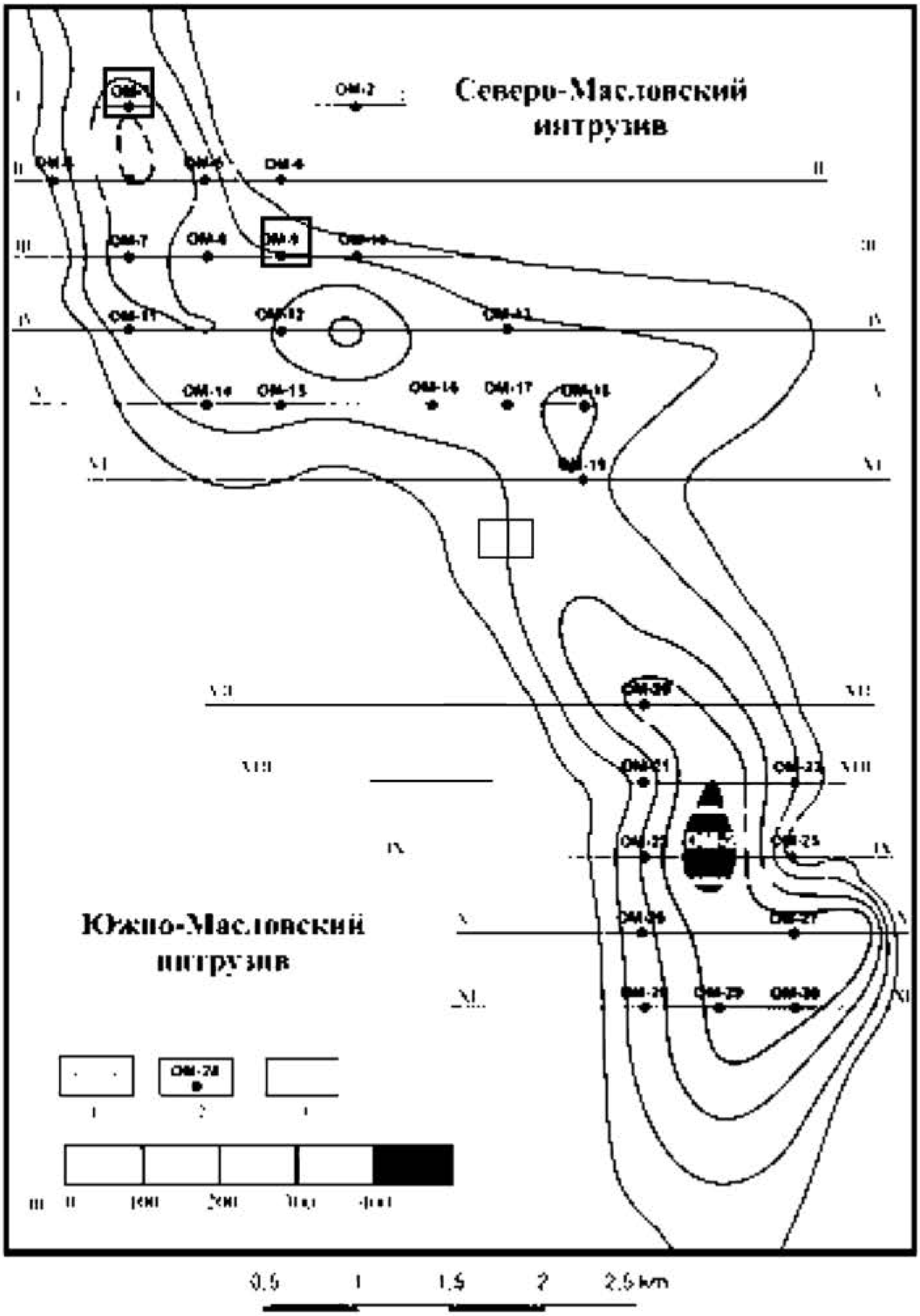


Рис. 6.2. Схема изопахит интрузивных пород Масловского месторождения (по материалам ООО «Норильскгеология», 2006). Обведены изученные скважины. I-I – линии разрезов

Строение периферических частей северной и южной ветвей месторождения было изучено по скважинам ОМ-3 и ОМ-25 соответственно. Они имеют принципиально разное строение. Апофиза, вскрытая скважиной ОМ-3, мощностью 12 м, сложена массивными оливинсодержащими габбро-долеритами, очень выдержанными по составу и структурно-текстурным особенностям. В эндоконтактовых частях зернистость пород уменьшается. Сульфидные минералы не обнаружены. Периферический силл южной ветви,

вскрытый скв. ОМ-25, имеет расслоенное строение, отражающее в миниатюре строение центральной части разреза: в верхней его части присутствуют лейкогаббро, сменяющиеся вниз пойкилоофитовыми оливинсодержащими и оливиновыми габбро-долеритами.

Особенности химического состава пород Масловского месторождения

Для исследования составов пород были выбраны самые глубокие скважины северной (ОМ-4) и южной (ОМ-24) частей месторождения. По ним были проанализированы основные разновидности пород на главные и редкие элементы (Табл. 6.1, 6.2, Krivolutskaya et al., 2012_1). Как сказано в Приложении 1, подготовка пород к исследованиям проводилась с помощью не совсем обычной методики. Порошки пород сначала сплавлялись в высоковольтной дуге для превращения их в стекло, часть которого запрессовывалась в шашку и заливалась эпоксидной смолой, а затем полировалось. В полученных таким образом стеклах главные элементы (Si, Ti, Al, Fe, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Cr) определялись на электронном микрозонде, а элементы-примеси – с помощью лазерной абляции.

Магний и никель ведут себя схожим образом: в верхней части разреза в габбро-диоритах их содержания довольно ровные и составляют соответственно 5% и первые десятки г/т; в оливинсодержащих габбро концентрации несколько повышаются до 7% (MgO) и сотни г/т (Ni), достигая наибольших значений в оливиновых габбро. Содержания Ti и Co, напротив, в целом выше в верхней части разреза: в габбро-диоритах; они достигают наибольших значений на глубине 610-615 м и далее, уменьшаясь до 1% (Ti) и 50 г/т (Co) остаются довольно ровными до конца интервала. Максимальные концентрации титана в этом интервале, по-видимому, обусловлены наличием большого количества пироксена в породах, который образует в них нетипичные для массивов норильского комплекса идиоморфные кристаллы. Выделяется повышенными содержаниями TiO_2 образец № ОМ-24/624 – 2,34 мас.%, что в два раза превышает концентрации данного элемента в породах близкой магнезиальности. Этот анализ характеризует пироксенитовый прослой в центральной части разреза. Для этих пород характерны также повышенные содержания натрия. Концентрации фосфора и циркония в отличие от титана и кобальта достигают наибольших значений на глубине от 500до 560м, составляя соответственно до 0.7 % и 400г/т, а далее остаются стабильно низкими (первые десятые % P_2O_5 и первые г/т для Zr). Максимальные содержания меди (400-600 г/т), как и титана и кобальта, приурочены к интервалу 610-615 м; но в отличие от последних концентрация металла в габбро-диоритах по сравнению с оливинсодержащими габбро и оливиновыми габбро гораздо ниже - первые г/т против 100-200 г/т.

По скв. ОМ-4 было проанализировано 6 образцов из горизонта пикритовых габбро-долеритов, который является здесь особенно мощным. Установлены очень высокие содержания MgO – до 31. 8 мас.% (без потерь при прокаливании, т.е фактически в пересчете на 100 % сухого вещества). По содержаниям других породообразующих окислов породы северной и южной частей массива отличаются несущественно, кроме концентраций TiO_2 , повышенных в центральной части разреза скв. ОМ-24. На фоне большинства значений, близких для пород из обеих скважин, выделяется одно, отличающееся повышенными содержаниями натрия и титана, а также кремнезема, калия и фосфора – обр. ОМ-24/506, характеризующий верхнюю часть разреза южной части интрузива. Он представляет собой кварцсодержащий габбро-диорит, минеральные особенности которого сильно разнятся с породами из остальной части разреза.

Содержания редких элементов в породах

Спектры распределения редких элементов в породах Масловского месторождения (по скважинам ОМ-4 и ОМ-24), нормированные к примитивной мантии (Hofmann, 1988), показаны на рис. 6.4. Топология спектров очень близка. Они характеризуются присутствием отчетливо проявленной отрицательной Ta – Nb аномалией, повышенными содержаниями легких редких элементов, сходным поведением редких земель, в том числе и тяжелых. Для спектров большинства пород характерно присутствие положительной стронциевой и отрицательной титановой анаомалий. Среди изученных образцов скв. ОМ-24 один из спектров отличается наличием положительной анамалии титана – обр. ОМ-24/624, для которого повышенных концентрации этого элемента отмечались выше. Это в меньшей степени характерно для обр. ОМ-24/525.5, представляющему собой феррогаббро из верхней части разреза. Отличается по своим характеристикам также упомянутый выше образец кварцевых диоритов из верхней части интрузива, для которого типичны очень высокие концентрации всех редких элементов, за исключением стронция и титана, благодаря чему образуются отрицательные аномалии в соответствующем ему спектре. В целом уровень содержаний редких элементов в породах массива сильно варьирует (в несколько раз, иногда на порядок), что напрямую связано с магнезиальностью пород. Таким образом, обособляются спектры пород из нижней (оливинсодержащей и оливиновой) и верхней частей разреза, сложенные безоливиновыми габбро-долеритами. Верхняя часть также обогащена Zr и Hf (в результате фракционирования).

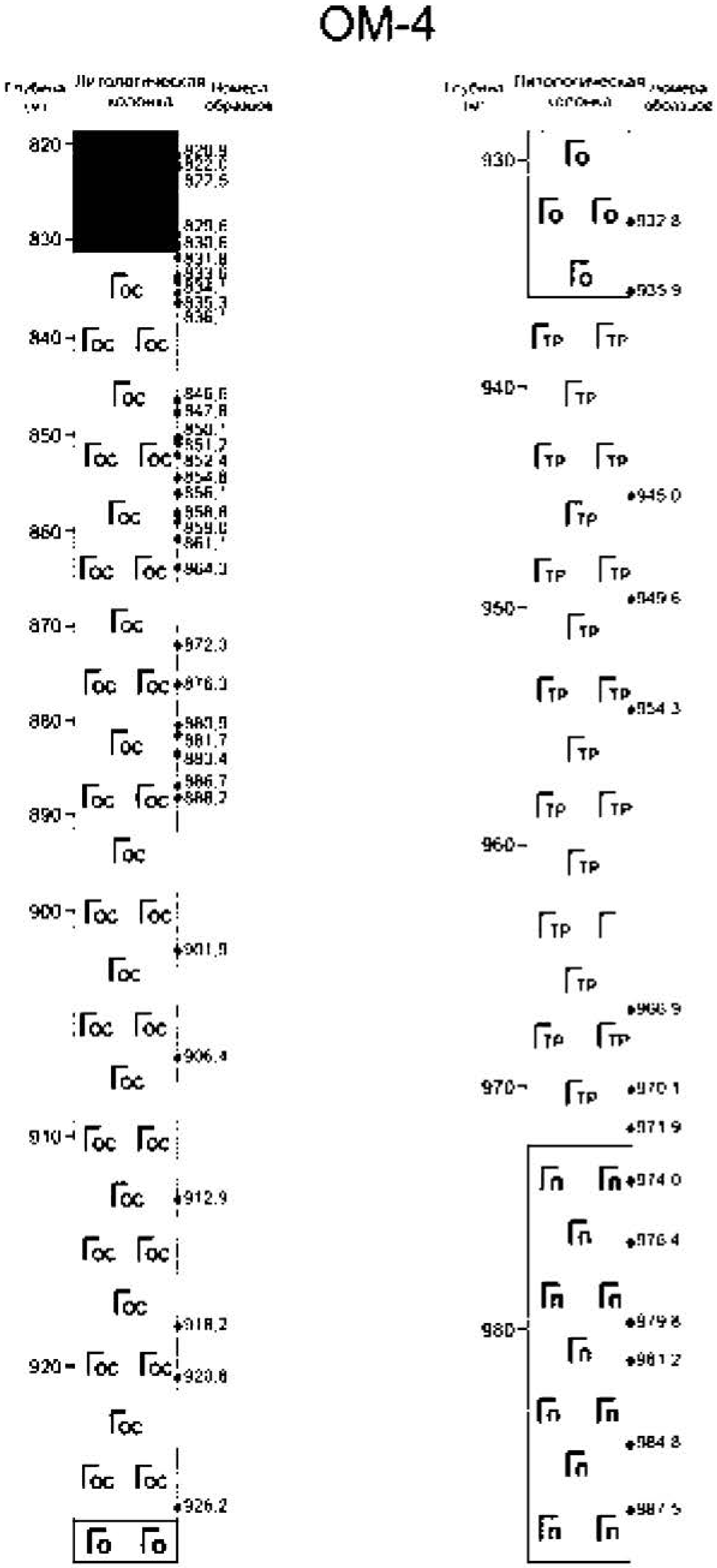


Рис. 6.3. Строение северной части Масловского месторождения по скв. ОМ-4.

Таблица 6.1. Содержания главных (мас.%) и редких элементов (г/т) в породах северной части Масловского месторождения (скв. ОМ-4)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр.	ОМ-4/ 881,7	ОМ-4/ 1000	ОМ-4/ 1010,8	ОМ-4/ 1026,5	ОМ-4/ 1035	ОМ-4/ 1050,4	ОМ-4/ 1053,1	ОМ-4/ 1062	ОМ-4/ 1097,2
SiO_2	49.0	42.1	42.1	41.9	42.8	44.4	45.0	48.2	49.5
TiO_2	1.12	0.382	0.39	0.29	0.59	0.496	0.66	1.77	1.11
Al_2O_3	15.1	6.58	6.53	5.06	5.88	9.59	8.84	14.4	14.2
FeO	11.9	15.8	15.4	16.2	16.0	13.7	14.0	13.74	11.3
MnO	0.21	0.24	0.24	0.23	0.24	0.21	0.23	0.24	0.69
MgO	7.10	28.8	30.5	31.7	29.5	23.6	22.8	6.31	6.71
CaO	11.4	4.61	4.37	3.58	4.73	6.71	6.71	11.0	10.5
Na_2O	2.90	0.57	0.46	0.29	0.52	0.85	0.70	2.56	2.05
K_2O	0.54	0.20	0.25	0.21	0.18	0.24	0.39	0.41	0.51
P_2O_5	0.11	0.06	0.05	0.05	0.06	0.06	0.08	0.24	0.15
Сумма	99.5	99.5	100	99.7	100	100	99.5	98.9	97.0
Rb	18.9	6.24	7.54	7.11	5.71	8.03	15.9	10.4	17.7
Ba	105	90.5	102	47.5	89.5	103	105	146	244
Th	0.846	0.312	0.272	0.292	0.421	0.419	0.670	1.42	1.09
U	0.498	0.118	0.109	0.117	0.142	0.167	0.186	0.650	0.545
Nb	3.29	1.24	1.39	1.03	2.43	1.81	2.33	6.02	4.02
Ta	0.230	0.092	0.111	0.080	0.183	0.149	0.152	0.401	0.253
La	5.90	2.38	2.38	1.98	3.33	3.24	4.01	10.2	4.97
Ce	14.1	5.46	5.02	4.60	7.65	7.30	9.37	23.9	12.6
Pr	1.98	0.750	0.672	0.626	1.02	0.983	1.27	3.37	1.92
Nd	9.54	3.49	3.07	2.86	4.80	4.63	6.06	16.3	9.69
Sr	304	100	91.2	89.6	90.2	142	166	214	220
Sm	2.75	0.983	0.837	0.776	1.29	1.28	1.74	4.67	2.85
Zr	92.7	29.8	22.1	27.1	34.0	36.3	51.9	129	78.5
Hf	2.41	0.776	0.605	0.674	0.929	0.935	1.35	3.29	2.01
Eu	1.08	0.386	0.389	0.297	0.447	0.504	0.522	1.63	1.13
Ti	6407	2340	2237	1715	3759	3009	3994	10237	6351
Gd	3.40	1.20	1.03	0.979	1.60	1.60	2.16	5.67	3.71
Tb	0.583	0.203	0.172	0.166	0.272	0.263	0.361	0.977	0.619
Dy	3.81	1.34	1.18	1.15	1.80	1.786	2.43	6.40	4.09
Ho	0.783	0.285	0.243	0.248	0.373	0.370	0.505	1.37	0.838
Y	19.9	7.67	6.52	6.78	10.0	10.2	13.9	34.7	21.8
Er	2.16	0.813	0.731	0.73	1.08	1.09	1.50	3.73	2.37
Tm	0.302	0.117	0.109	0.10	0.152	0.156	0.214	0.517	0.327
Yb	2.07	0.788	0.759	0.75	1.06	1.08	1.45	3.69	2.29
Lu	0.309	0.122	0.114	0.11	0.157	0.162	0.216	0.526	0.333

Таблица 6.2. Содержания главных (мас.%) и редких элементов (г/т) в породах северной части Масловского месторождения (скв. ОМ-24)

№ пп	1	2	3	4	5	6	7	8	9
№ обр.	ОМ-24/506.2	ОМ-24/575.5	ОМ-24/624.0	ОМ-24/705.4	ОМ-24/745.1	ОМ-24/789.9	ОМ-24/814	ОМ-24/824.7	ОМ-24/850.84
SiO_2	56.6	49.8	44.8	50.3	50.0	48.7	43.4	43.0	45.6
TiO_2	1.78	2.73	2.36	1.15	1.00	0.749	0.525	0.481	0.699
Al_2O_3	13.3	11.8	13.0	15.0	15.8	18.3	7.98	9.57	17.3
FeO	14.1	18.9	19.3	10.76	9.65	9.15	13.6	13.1	10.2
MnO	0.301	0.267	0.219	0.156	0.157	0.141	0.342	0.231	0.178
MgO	3.08	4.60	6.01	7.21	7.65	9.53	26.9	24.2	11.4
CaO	5.18	8.06	11.4	13.09	13.0	11.5	5.42	6.40	10.2
Na_2O	4.01	2.83	2.20	2.20	2.23	2.06	0.733	1.22	1.74
K_2O	1.59	0.663	0.371	0.348	0.377	0.301	0.204	0.269	0.409
P_2O_5	0.357	0.228	0.110	0.129	0.123	0.095	0.083	0.067	0.062
Сумма	100	100	100	100	100	100	99.2	98.8	98.1
Rb	43.6	18.2	5.69	7.75	10.0	7.56	7.80	6.88	12.5
Ba	464	192	126	117	136	85.6	52.2	86.2	98.1
Th	3.67	2.15	0.966	1.04	1.23	0.777	0.592	0.595	0.758
U	1.19	0.741	0.339	0.348	0.484	0.275	0.229	0.233	0.300
Nb	15.2	7.54	3.42	3.64	3.76	2.64	1.92	1.71	2.37
Ta	0.928	0.458	0.210	0.222	0.232	0.159	0.123	0.100	0.143
La	25.0	12.1	6.34	6.92	6.79	5.65	3.49	3.15	4.33
Ce	54.6	27.5	14.5	15.7	15.5	12.5	8.17	7.21	9.78
Pr	7.37	3.83	2.00	2.19	2.15	1.68	1.09	0.994	1.33
Nd	34.2	18.0	9.75	10.5	10.2	7.83	5.09	4.62	6.38
Sr	168	233	263	233	215	237	92.7	120	251
Sm	8.74	5.01	2.77	2.94	2.94	2.09	1.39	1.27	1.77
Zr	299	137	74.1	77.0	78.9	57.2	37.7	36.3	59.3
Hf	7.19	3.63	2.02	2.08	2.21	1.52	1.08	1.01	1.55
Eu	2.53	1.62	0.960	1.05	1.01	0.791	0.502	0.517	0.730
Ti	11434	17245	15056	6802	6073	4551	3092	2749	4223
Gd	10.1	6.16	3.45	3.66	3.62	2.47	1.71	1.61	2.20
Tb	1.66	1.02	0.602	0.615	0.614	0.419	0.284	0.276	0.363
Dy	11.2	6.86	4.01	4.20	4.13	2.83	1.88	1.85	2.50
Ho	2.29	1.40	0.827	0.863	0.853	0.578	0.409	0.385	0.510
Y	62.0	38.5	22.3	23.0	22.6	15.4	9.50	9.36	12.4
Er	6.85	4.16	2.45	2.50	2.47	1.70	1.13	1.11	1.42
Tm	1.00	0.607	0.347	0.359	0.360	0.246	0.164	0.154	0.209
Yb	6.87	4.10	2.36	2.41	2.51	1.64	1.11	1.10	1.41
Lu	1.01	0.610	0.347	0.359	0.378	0.242	0.166	0.168	0.217

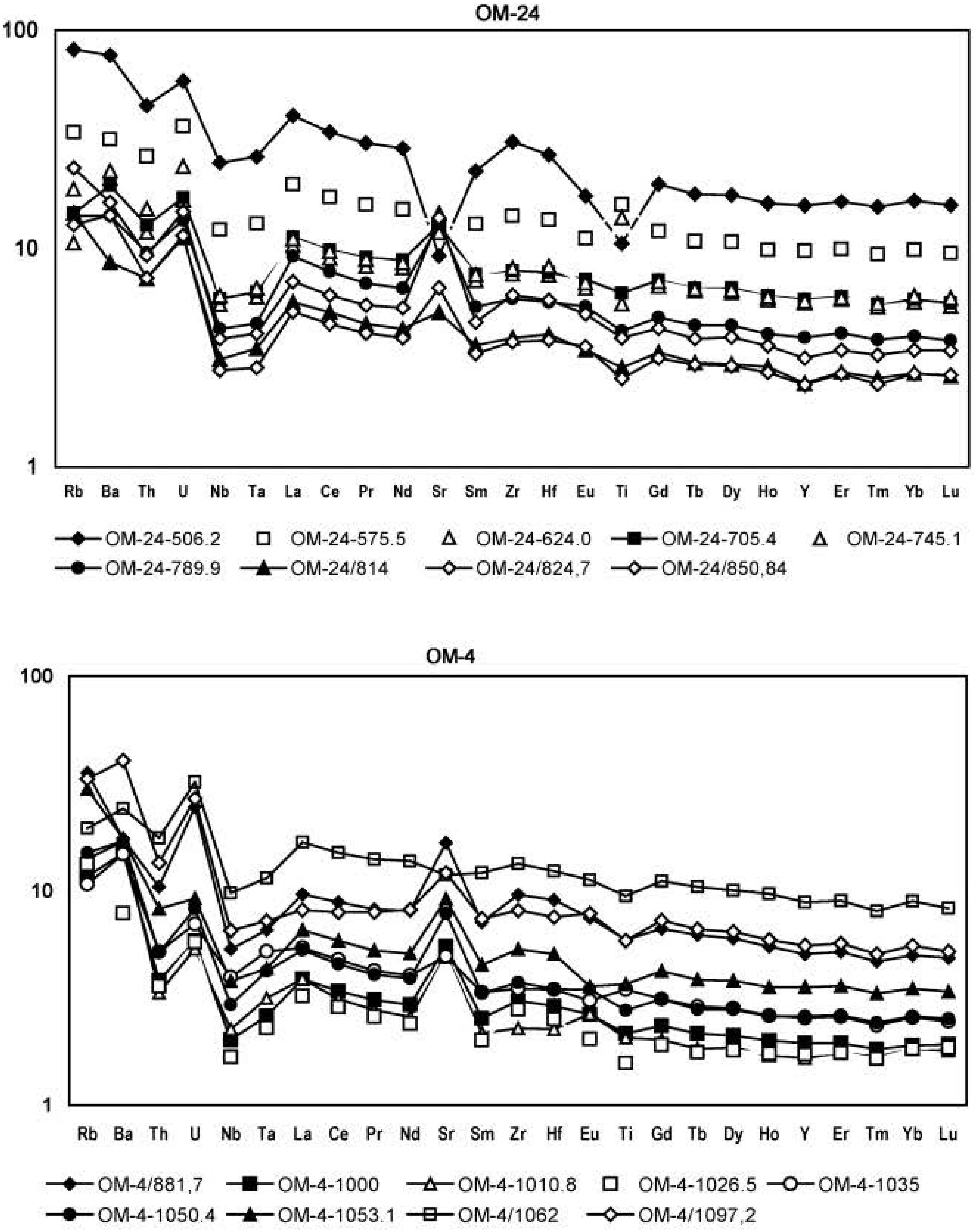


Рис.6.4. Спектры распределения редких элементов в породах Масловского интрузива, по скв. ОМ-24 (а) и ОМ-4 (б), нормированные к примитивной мантии (Hofmann, 1988)

При сопоставлении спектров распределения редких элементов в породах, вскрытых скв. ОМ-4 и ОМ-24, обращает на себя внимание различие в топологии Ta – Nb аномалией: если в породах скв. ОМ-24 нормализованные значения этих элементов примерно равны, то в породах скв. ОМ-4 они значимо различаются (Nb < Ta). Спектры пород из скв. ОМ-4 также отличаются по титану: нижняя часть сильнее обеднена этим элементом, чем верхняя. Это в наибольшей мере связано с увеличение доли пироксена – главного носителя титана (при отсутствии титаномагнетита) в породах.

Геохимические различия между породами северной и южной частей отчетливее выявляются при рассмотрении взаимоотношений отдельных элементов. Так, отмеченные различия по соотношению Ta и Nb представлены на диаграмме Nb/Ta – La/Sm, где видно (рис. 6.5), что породам скв. ОМ-24 присущи более высокие значения Nb/Ta отношения – более 16, в то время как для пород скв. ОМ-4 они ниже (менее 16) Породы Норильска 1 попадают в область составов и северной, южной части Масловского месторождения.

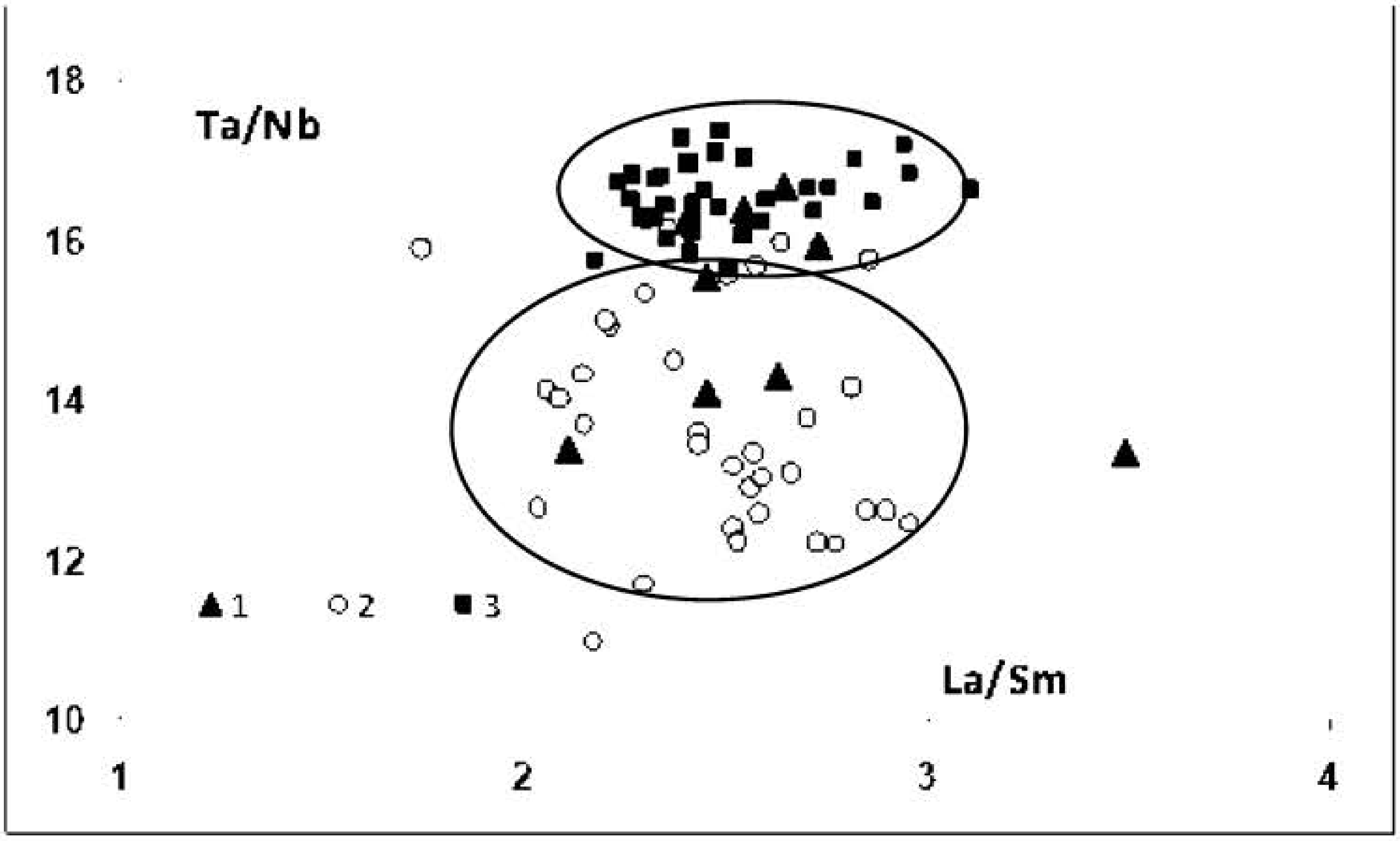


Рис.6.5. Диаграмма Ta/Nb - La/Sm для пород Норильск 1 (1), Северо-Маслоского (2), Южно-Масловского (3) и интрузивов

Минералого-геохимические особенности породообразующих минералов

Наибольший интерес представляют собой минералы, состав которых меняется достаточно существенно в породах интрузивных тел. К ним относятся, в первую очередь, оливин и пироксен.

Оливин. В результате исследований установлены весьма существенные вариации в составах оливинах (Krivolutskaya et al., 2012), отобранных для исследований из разных горизонтов пород. Наиболее железистые из них обнаружены в центральной части разреза скв.ОМ-4 (на глубине 915 м). При этом содержание форстеритовой составляющей в минерале минимально и равно

59 мол.%. Вниз по разрезу магнезиальность оливина растет и достигает своего максимума в верхней части пикритового горизонта (примерно на глубине 980 м). Здесь появляется оливин, состав которого в среднем равен Fo_{82}. Распределение элементов-примесей в оливинах из центральных частей разреза не обнаруживает четко проявленных закономерностей. Так, например, изменение содержаний титана и алюминия никаким образом не связано с поведением главных элементов в изученных минералах. Разброс их

концентраций весьма существенен в высокомагнезальных породах, а именно он колеблется для TiO_2 от 0,01 до 0,04 мас. %, в низкомагнезиальных содержание окиси титана в оливине составляет в среднем 0,02 мас. %/ Поэтому основной упор в рассмотрении поведения примесных элементов будет сделан на оливины из пикритовых и пикритоподобных пород.

Интересно сравнить поведение элементов-примесей в оливинах из близких по составу горизонтов - пикритовых и пикритоподобных пород Северного, Южного Масловского и Норильск 1 месторождений (рис.6.6). Концентрации никеля в оливинах из первого из названных месторождений высокие– от 0,22 до 0,30 мас. % и сопоставимы с таковыми в оливинах пикритовых габбро-долеритов месторождения Норильск 1, которые характеризуются самыми высокими содержаниями этого металла по сравнению с оливинами других рудоносных массивов. В распределении этого элемента в высокомагнезиальных породах устанавливается слабая корреляция с содержанием железа в минерале, что свидетельствует о наличии сульфидов в породе, на что указывалось раньше.

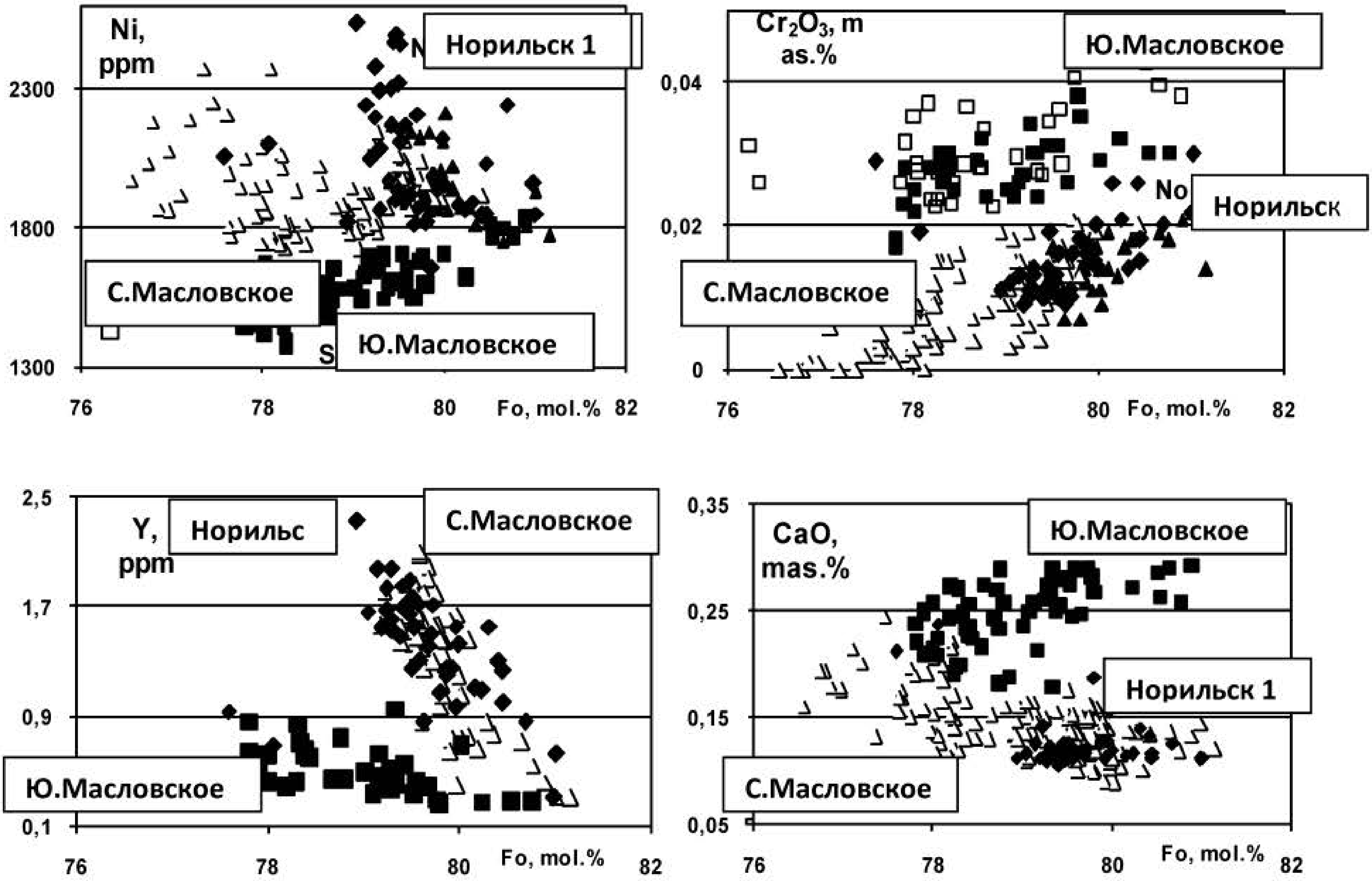


Рис.6.6.Диаграммы составов элементов-примесей в оливинах Ni, Cr_2O_3, Y, CaO – Fo из пикритовых габбро-долеритов Южного (синее), Северного (зеленое) Масловских месторождений и Норильска1(красное)

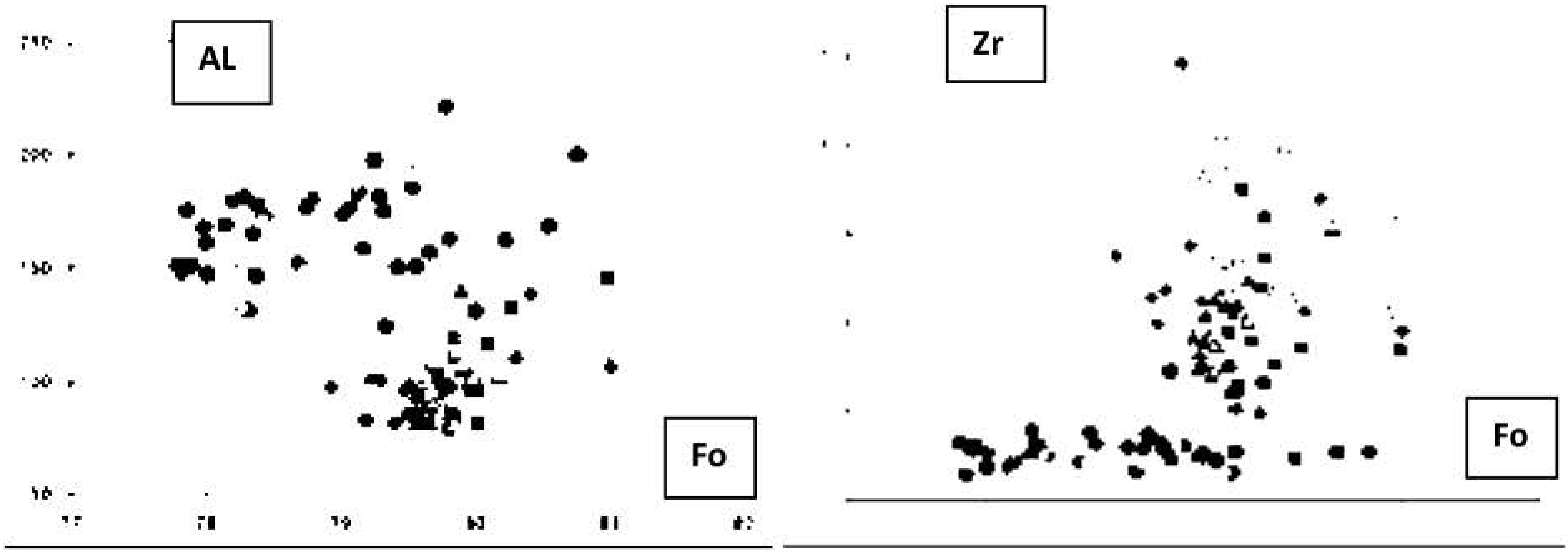


Рис. 6.7. Диаграммы Al, Zr (ppm) – Fo (мол.%) для оливинов Южного, Северного Масловских месторождений и Норильска1

Условные обозначения: синие и голубые кружки – Южное Масловское месторождение, зеленые квадраты и треугольники – Северное Масловское месторождение, красные ромбы – месторождение Норильск 1

По концентрациям хрома также оливины Южно-Масловского интрузива существенно отличаются от Северного Масловского и Норильска 1 за счет существенно повышенных (до 0.04 мас.%) содержаний, коррелирующих с форстеритовой составляющей в минерале. железистости минерала от 0,022 в пикритах до 0,032 мас. % в оливинсодержащих породах. Подобная картина наблюдается и в распределении кальция из минералов этих трех месторождений.

Наибольший интерес представляют собой редкие земли, повышенные концентрации которых в оливинах магматических пород (не только Норильского района) установлены нами впервые. Для примера приведено распределение иттрия, которое совершенно идентично таковым Yb, Dy, Lu, Tm, Er , но концентрации его на порядок в оливине, чем указанных элементов. На бинарной диаграмме Fo – Y (рис.6.6), выделяются 2 тренда: 1) типичный для Норильска 1 и С.Масловского месторождения и 2) характерный для Ю.Масловского месторождения. для основных разновидностей пород: пикритовых, такситовых, оливиновых габбро-долеритов. Наиболее ярко проявлен тренд для пикритовых разновидностей. Концентрации иттрия в первом из них достигают 2,4 г/т, (Fo_{79}). Аналогичные картины получены для Dy, Ho, Lu , Er, Yb, Tm. Очень близко к распределению редкоземельных элементов и поведение титана, только пик его концентраций несколько смещен в более железистую область – Fo_{78}. На этот же интервал приходится максимальное содержание Sc в

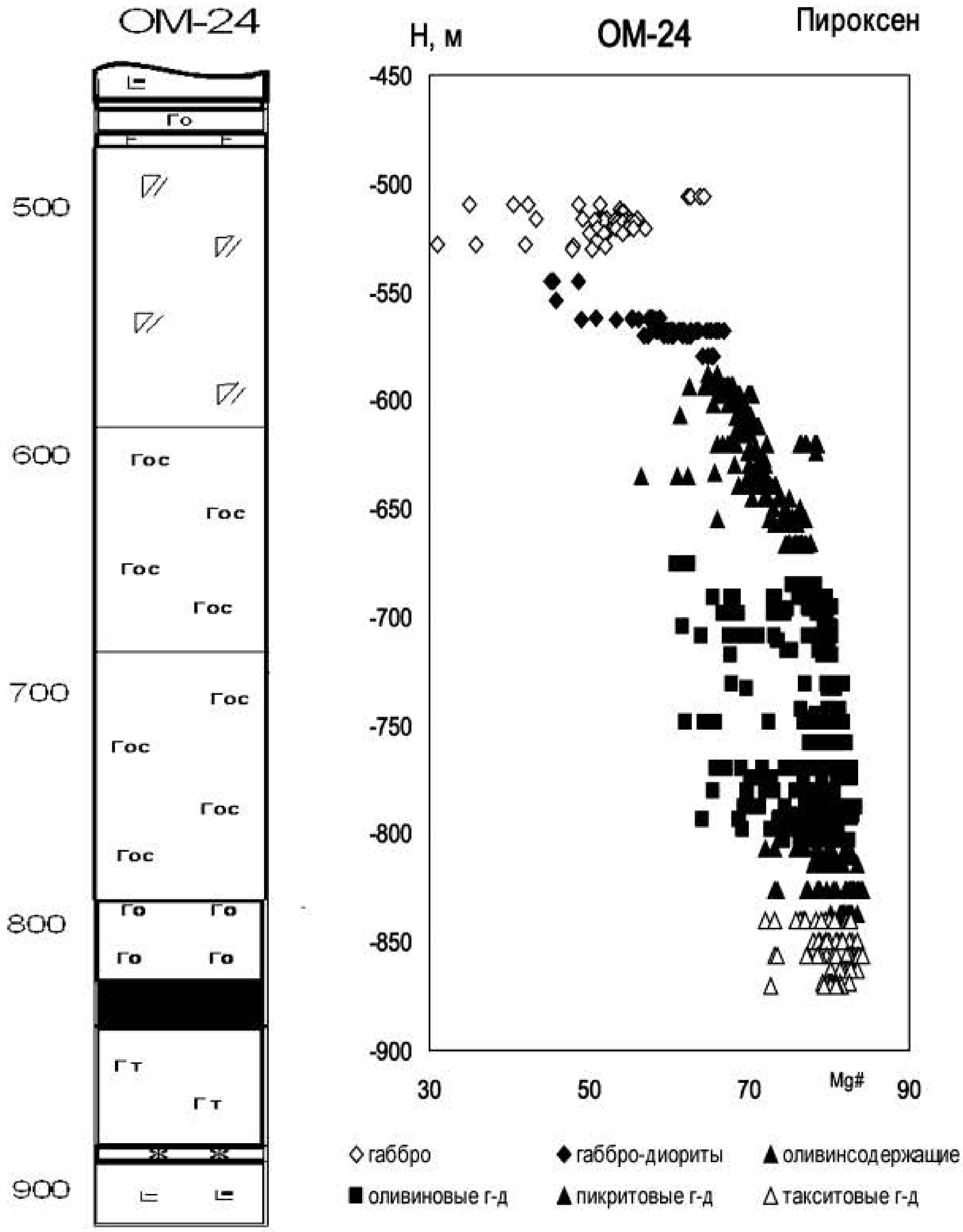


Рис. 6.8. Изменение магнезиальности пироксена(Mg#) по скважине ОМ-24

изученных оливинах, хотя он обнаруживает отсутствие закономерных связей с главными элементами, область распространения точек на диаграмме Fo – Sc практически располагаетсяпараллельно оси х, по которой отложен форстерит. Значимые различия в составах оливинов указанных выше массивов устанавливаются также (рис.6.7) по концентрациям Zr (до 0,5 г/т) и содержаниям алюминия (до 250 г/т).

В поведении других элементов не отмечено никаких особых закономерностей: германия, лития, натрия и др.

Пироксен. Вариации состава этого минерала были детально изучены по скв.ОМ-24 (рис.6.8). Следует отметить в разрезе этой скважины наличие пород, которые не были описаны авторами ранее в других интрузивных образованиях Норильского района. Их отличительной чертой является присутствие идиоморфного пироксена, содержащего большое количество стекловатых расплавных включений, что было отмечено в главе 4. Последние состоят из стекла и усадочной полости (обычно пузыря), обладают овальной формой или имеют форму отрицательного кристалла пироксена. Их размер колеблется от 5 до 100 мкм, в среднем составляя 30-40 мкм.

В нижней части разреза в такситовых, пикритовых и оливиновых габбро-долеритах магнезиальность пироксена остается практически постоянной, хотя диапазон составов в каждом образце достаточно велик, он составляет от 70 до 85 Mg# в среднем. В безоливиновых разновидностях пород к верхней части горизонта происходит постепенное снижение содержания магния в пироксене (до средней Mg#=70) с узким разбросом значений (в пределах 3-5 единиц). Однако наибольшие вариации составов отмечаются в самой верхней зоне интрузива, сложенной призматически-зернистыми габбро-диоритами и верхними такситами и габбро. В первых из названных пород происходит снижение магнезиальности пироксенов до 50, а в прикровельной части колебания составов пироксенов составляют от 30 до 50 Mg#.
Рассмотрение элементов-примесей в пироксенах представляет собой очень яркую специфическую картину. Наиболее наглядно это видно на диаграмме TiO_2 - Mg# (рис.6.9). На ней наблюдается несколько отдельных отчетливых трендов, расходящихся под разными углами практически от одного состава – пироксена с магнезиальностью около 85. Наиболее крутым и обогащенным титаном до 1,2 мас.% является тренд, образуемый составами пироксенов из пикритовых габбро-долеритов (образцы 811 и 814). Он обособляется от более пологих трендов, типичных для такситовых габбро-долеритов. Самый пологий тренд образуют составы пироксенов из оливиновых и оливинсодержащих габбро-долеритов. Продолжением этого тренда является область точек, соответствующих составам пироксенов из габбро-диоритов – они уже располагаются субпараллельно оси X, а самые верхние пироксены даже образуют небольшой нисходящий тренд в области составов с магнезиальностью, равной 60-62.

Хром в пироксенах обнаруживается только их оливинсодержащих пород (ниже 700 м), верхняя часть разреза содержит пироксены, практически лишенные этого элемента. Максимальные его концентрации присущи пироксенам из образца 856 м. Марганец образует хорошо коррелируемый с железистостью минерала тренд на диаграмме MnO – Mg#.

Очень интересно и необычно по сравнению пироксенами других массивов выглядят пироксены из образцов скв. ОМ-24 по распределению в них примесных элементов. Все РЗЭ, иттрий и титан ведут себя одинаково, поэтому их поведение можно рассмотреть на примере любого из названных элементов, например, иттрия. На диаграмме Y– Mg# прекрасно видно два тренда, отвечающие гиперболическому распределению, отходящих от самого магнезиального пироксена (Mg# = 85). Первый из них более крутой характеризует пироксены, отобранные из верхних частей в разрезе, а второй, более пологий, типичен для пироксенов из более низких горизонтов.

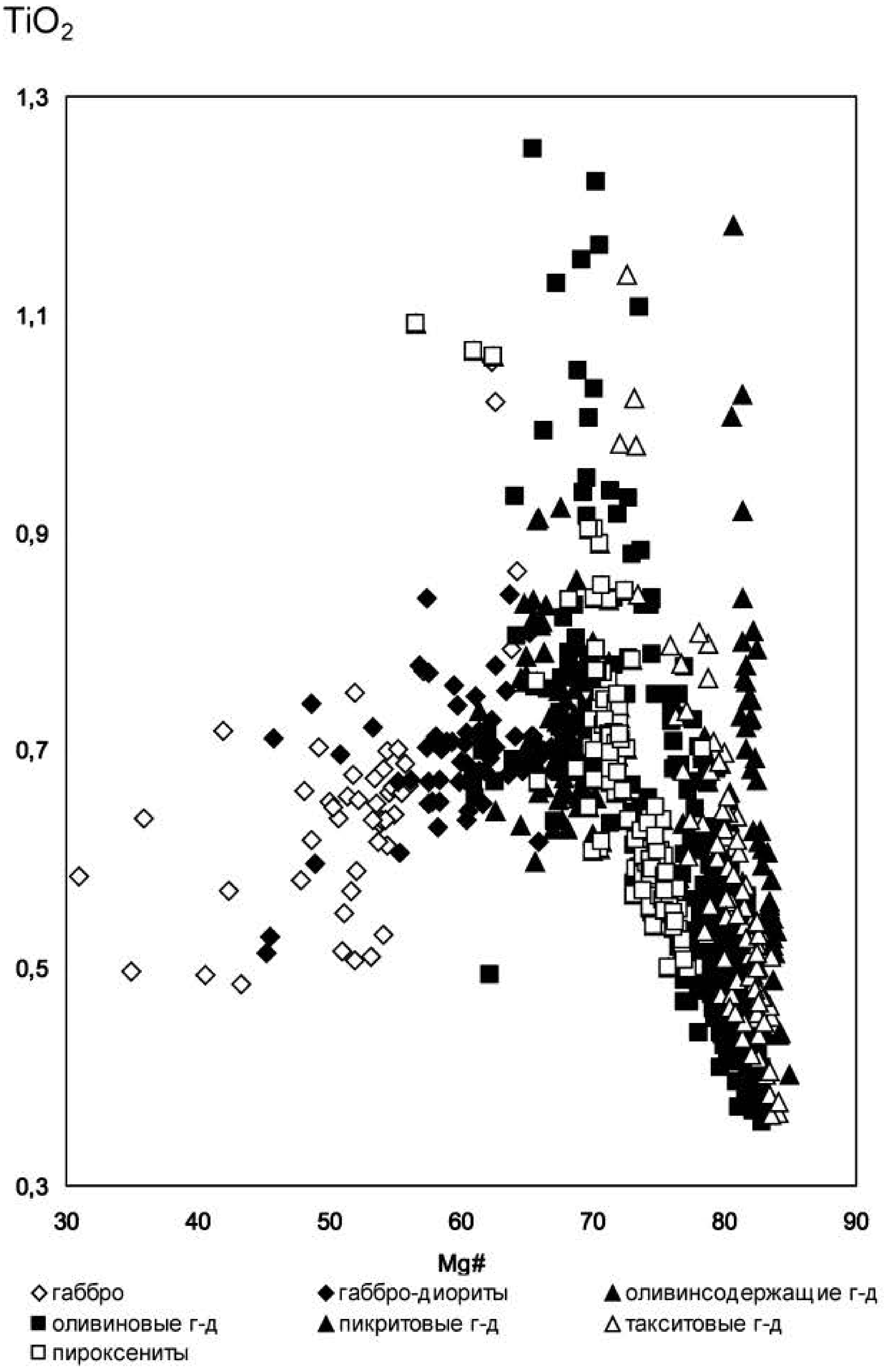


Рис. 6. 9. Диаграмма для пироксенов Южно-Масловского месторождений

Приведенные выше данные по составам пород и минералов Южного и Северного Масловского месторождений свидетельствуют об их существенных отличиях по соотношению ряда показательных элементов (Nb/Ta, Zr/Sr), а также по закономерным изменениям составов породообразующих минералов, особенно оливинов., в которых наиболее информативными примесными элементами являются титан, кальций, хром, алюминий, иттрий и другие редкие земли (как тяжелые, так и средние). На диаграммах форстерит – РЗЭ выявляются тренды, отражающие возрастание концентраций примесного элемента с ростом железистости минерала.

Наклон тренда является одной из главных характеристик оливина из конкретного образца. Самым крутым наклоном трендов отличаются оливины из пикритовых габбро-долеритов. По этому показателю оливины из пикритов северной части месторождения (скв. ОМ-4) существенно отличаются от оливинов южной части (скв. ОМ-24). Первые обладают большим углом наклона тренда к оси X, аналогично оливинам из месторождения Норильск 1. Для оливинов скв. ОМ-4 типичны значительно более пологие тренды. Таким образом, можно сделать заключение о том, что севрный интрузив Масловского месторождения является продолжение интрузива Норильск 1, в то время как южный представляет собой самостоятельное магматическое тело. Ниже это будет подтверждено на примере составов руд из этих разных частей месторождения.

6.1. Соотношения полезных компонентов в рудах

Вкрапленные руды северной и южной частей Масловского месторождения месторождения имеют определенные отличия. Вкрапленные сульфидные руды, приуроченные к нижней части северной ветви интрузива, были изучены по нескольким скважинам. Отличительной особенностью вскрытых скв. ОМ-4 пирротин-халькопиритовых руд является обилие тонких (мощностью первые миллиметры – 1-2 см) прожилков сульфидов, часто сильно окисленных с поверхности. Это же касается и интерстициальной вкрапленности Они локлизованы преимущественно в пикритовых габбро-долеритах. Как уже отмечалось выше, для данного разреза интрузивных пород не характерно развитие нижних такситовых габбро-долеритов. Под пикритовым горизонтом располагаются пойкилоофитовые оливиновые габбро-долериты, слабо такситизированные с тонкой вкрапленностью сульфидов. В Южной части месторождения, напротив, преобладает гнездово-вкрапленное оруденение в такситовых породах.

Содержания цветных и благородных металлов были изучены из штуфных образцов керна скв. ОМ-4 и ОМ-24 пробирным методом в Институте рудных месторождений НАНУ (г. Киев), аналитик А.А.Юшин. Результаты этих данных приведены в таблице 6.3.

В изучении состава руд, обнаружении минералы благородных металлов принимала участие геолог 1 категории ООО «Норильскгеология» И.Н.Тушенцова. Состав главных рудообразующих сульфидов, а также редких, в том числе, минералов благородных металлов был изучен в ГЕОХИ РАН с помощью микрозонда Cameca SX 100 (аналитик Н.Н.Конокова).

Таблица 6.3. Содержания цветных и благородных металлов в рудах Масловского месторождения, г/т

№	№ обр.	Au	Pt	Pd	Rh	Pt+Pd	Pd/Pt	Ni	Cu	Ni/Cu
1	ОМ-4/ 1007.5	1.15	0.086	0.370		0.46	4.30	1636	203	8.07
2	ОМ-4/ 1008.2	0.28	0.160	1.200	0.03	1.39	7.50	2242	975	2.30
3	ОМ-4/ 1009.8	0.32	0.200	0.180		0.38	0.90	1808	328	5.52
4	ОМ-4/ 1011.7	0.81	0.045	0.480		0.53	10.67	1441	90	16.02
5	ОМ-4/1013.2	0.13	0.240	0.180		0.42	0.75	3367	1932	1.74
6	ОМ-4/ 1014.0	0.13	0.360	0.620	0.03	1.01	1.72	3175	1819	1.75
7	ОМ-4/1016.0	0.07	0.115	0.650		0.77	5.65	3180	2142	1.48
8	ОМ-4/ 1017.0	0.05	0.095	0.680		0.78	7.16	2315	1158	2.00
9	ОМ-4/1022.0	0.10	0.180	0.850		1.03	4.72	3169	4755	0.67
10	ОМ-4/1028.5	0.07	0.200	0.570		0.77	2.85	2558	3320	0.77
11	ОМ-4/1029.3	0.52	5.590	22.00	1.9	29.49	3.94	44587	235987	0.19
12	ОМ-4/1031.4	0.11	0.085	0.750		0.84	8.82	1517	481	3.15
13	ОМ-4/1032.3	0.14	0.110	0.480		0.59	4.36	1577	301	5.24
14	ОМ-4/ 1032.7	0.02	0.250	0.330	0.02	0.60	1.32	2251	1107	2.03
15	ОМ-4/ 1037.0	0.94	0.090	0.540	0.02	0.65	6.00	2859	981	2.92
16	ОМ-4/ 1037.4	0.13	0.380	0.570		0.95	1.50	1768	178	9.91
17	ОМ-4/1042.4	0.16	0.430	0.560		0.99	1.30	3019	1740	1.74
18	ОМ-4/ 1045.0	0.19	0.620	0.360		0.98	0.58	1950	848	2.30
19	ОМ-4/ 1047.5	0.06	0.440	0.830		1.27	1.89	1790	835	2.14
20	ОМ-4/ 1049.0	0.04	0.220	0.460	0.24	0.92	2.09	3259	1536	2.12
21	ОМ-4/1053.1	0.06	0.072	0.650		0.72	9.03	1676	726	2.31
22	ОМ-4/ 1060.0	0.05	0.430	0.640		1.07	1.49	159	1021	0.16
23	ОМ-4/1068.0	0.08	0.660	0.880		1.54	1.33	1003	956	1.05
24	ОМ-4/ 1073.0	0.03	0.070	0.420		0.49	6.00	2256	3548	0.64
25	ОМ-4/1082.0	2.03	5.060	15.240		20.30	3.01	4675	9704	0.48
26	ОМ-4/ 1086.0	0.05	0.135	0.760		0.90	5.63	190	2297	0.08
27	ОМ-4/1096.0	0.01	0.055	0.380		0.44	6.91	190	2603	0.07
28	ОМ-24/512.0	0.84	0.120	0.840		0.96	7.00	13	18	0.72
29	ОМ-24/ 513.2	0.13	0.060	0.630		0.69	10.50	10	17	0.60
30	ОМ-24/ 518.1	0.03	0.055	0.640		0.70	11.64	21	22	0.92
31	ОМ-24/ 529.5	0.01	0.005	0.062		0.07	12.40	33	79	0.42
32	ОМ-24/544.8	0.04	0.090	0.130		0.22	1.44	9	19	0.46
33	ОМ-24/554.6	0.02	0.110	0.160		0.27	1.45	10	21	0.48
34	ОМ-24/ 575.9	0.01	0.005	0.120		0.13	24.00	52	46	1.13
35	ОМ-24/ 584.5	0.02	0.080	0.085		0.17	1.06	26	19	1.36
36	ОМ-24/597.4	0.01	0.060	0.095		0.16	1.58	15	91	0.17
37	ОМ-24/ 608.0	0.03	0.020	0.100		0.12	5.00	45	170	0.27
38	ОМ-24/ 616.5	0.02	0.030	0.090		0.12	3.00	55	308	0.18
39	ОМ-24/624.0	0.01	0.005	0.145		0.15	29.00	126	606	0.21
40	ОМ-24/ 637.8	0.13	0.025	0.440		0.47	17.60	135	400	0.34
41	ОМ-24/647.2	0.01	0.030	0.152		0.18	5.07	67	133	0.50
42	ОМ-24/650.8	0.02	0.010	0.015		0.03	1.50	75	238	0.32

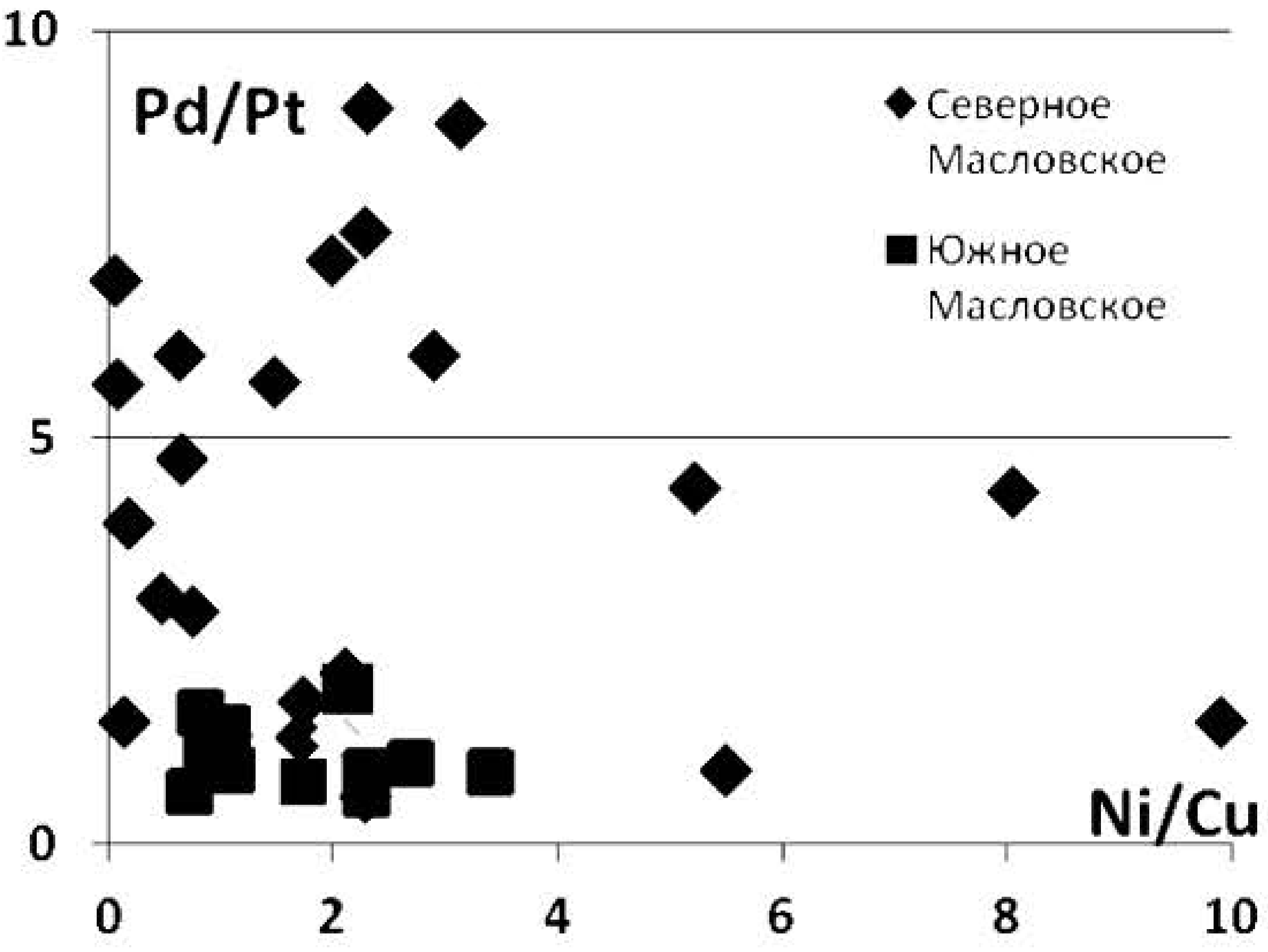


Рис.6.10. Диаграмма Pd/Pt – Ni/Co для руд Масловского месторождения

Как отмечалось выше, наряду с рассмотренным выше вопросом о связи геохимических особенностей интрузивов с масштабом оруденения (глава 3), возникает вопрос о наличии или отсутствии корреляции между составом пород и химическим и минеральным составом заключенных в них руд (Mg# пород - Pt/Pd, Ni/Cu, Co/ Ni в рудах, например). Сравнительный анализ средневзвешенных составов пород и вкрапленных руд проведен для опорных скважин месторождений Норильского рудного узла (табл.6.4): ОМ-4 и ОМ-24 Масловского месторождения, вскрывающие интрузивные породы максимальной мощности (380 и 420 м) в северной и южной частях соответственно, и МС-31 месторождения Норильск 1.

В разрезе на севере Масловского месторождения доминируют высокомагнезиальные габбро-долериты, составляя две трети от его мощности. Южное интрузивное тело отличается принципиально иным внутренним строением: пикритовые габбро-долериты обладают очень незначительной мощностью (около 15 м), в то время как мощность такситовых габбро-долеритов в нижней части интрузива составляет 50 м. Это отражается на составах интрузивов, средневзвешенное содержание MgO в которых отличается более, чем в 2 раза, составляя 16.68 и 7.65 мас.% соответственно для северного и южного тел (табл.6.4). Промежуточное значение MgO=11.90 мас.% характерно для Норильска 1. Между тем, Ni/Cu отношение близко в рассмотренных породах первых двух массивов, в то время как в последнем медь даже доминирует над никелем. Корреляция между Ni и MgO устанавливается только при низких концентрациях Ni (Ю.Масловский интрузив, R^2=0.72), при повышении содержаний сульфидов в рудах эта зависимость ослабевает (R^2=0.38 для Норильска 1). Аналогичная картина наблюдается и для Co, поскольку при низких концентрациях он, также как и никель, входит в виде изоморфной примеси в оливин (174-206 ppm, Krivolutskaya et al., 2012_1). Но для меди, перераспределяющейся в основном в сульфидный расплав при отделении его от силикатного, такие закономерности отсутствуют. Максимальные значения Ni/Cu отношения в рудах Норильска 1 и Северного Масловского месторождения достигают 16, в то время как в большинстве образцов из Южного Масловского месторождения Cu доминирует над Ni (Ni/Cu<1).

Pd/Pt соотношение в рудах обычно колеблется около 3, что типично и для Норильска1, и для Северного Масловского месторождений (где оно достигает 5-6). В рудах Южно-Масловского интрузива оно снижается почти до 1, хотя при низкой магнезиальности слагающих его пород следовало бы ожидать увеличения Pd/Pt отношения.

Таблица 6.4. Средневзвешенный состав интрузивов Норильск 1, Северо- и Южно-Масловских.

Интрузив	Скв.№	SiO_2	TiO_2	Al_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O
Северо-Масловский	ОМ-4	46.71	0.70	11.82	12.66	0.24	16.68	8.91	1.75
Южно-Масловский	ОМ-24	50.42	1.42	14.09	13.17	0.22	7.65	9.78	2.44
Норильск	МС-31	46.99	0.91	16.25	11.67	0.15	11.90	9.46	1.94

Продолжение

Скв.№	K_2O	P_2O_5	Ni	Cu	Co	Zn	V	Cr	Ni:Cu
ОМ-4	0.42	0.09	1173	1135	107	153	248	n/a	1.03
ОМ-24	0.64	0.17	185	184	53	70	216	n/a	1.01
МС-31	0.52	0.15	311	410	59	75	181	3217	0.76

Примечание. Содержания окислов даны в мас.%, элементов – в г/т.

6.2. Минеральный состав руд

Состав сульфидов

Состав главных рудообразующих сульфидов (пирротина, пентландита, халькопирита, кубанита и борнита) изучен на микрозонде (Криволуцкая и др., 2007, 2011). Анализ проводился по обычной программе изучения сульфидных минералов (ток зонда 20 на, укоряющее напряжение 15 kv, в качестве эталонов использовались как чисты металлы, так и синтетические фазы с известными содержаниями элементов). В таком режиме невозможно определить содержания редких примесных элементов, поскольку их концентрации оказываются ниже предела обнаружения. Для большинства измеряемых элементов точность анализа составляла десятые доли процента. Определение As, Se, Sb выполнялось по специальной программе (ток 200 на, время счета – 3

Таблица 6.5. Состав главных рудообразующих сульфидов из месторождений Южное Масловское и Норильск 1 (мас.%)

in TablsO1-1518	N sample	Cu	Co	Fe	Ni	S	As	Se	Total	Fe/Ni
1	OM-24/689.3	0.24	2.41	28.6	35.34	30.38	0.110	0.044	97.10	0.81
2	OM-24/809.3	0.09	1.18	28.8	37.87	32.43	0.061	0.040	100.49	0.76
3	OM-24/846.3	0.11	0.79	30.45	35.65	33.53	0.044	0.097	100.67	0.85
4	OM-24/847	0.26	1.05	28.3	36.86	32.55	0.027	0.014	99.05	0.77
5	OM-24/855.6	0.09	0.69	26	40.4	33.24	0.052	0.011	100.46	0.64
6	OM-24/928.3	0.11	0.69	35.1	30.3	31.86	0.035	0.000	98.12	1.16
7	Vein 1	0.01	0.57	37.64	29.19	33.12	0.081	0.115	100.73	1.29
8	Vein 1	0.16	0.55	35.02	31.65	32.98	0.093	0.110	100.57	1.11
9	MS-31/517.8	0.00	1.14	30.30	35.82	32.97	0.089	0.107	100.43	0.85
10	MS-31/519.9	0.05	0.89	31.93	33.14	33.59	0.00	0.103	99.71	0.96
11	MS-31/520.8	0.00	0.54	34.86	32.09	33.02	0.084	0.105	100.71	1.09
12	MS-31/527.3	0.00	0.76	30.84	35.23	33.55	0.088	0.107	100.57	0.88
13	OM-5/1093	0.04	0.70	33.00	34.49	30.31	0.037	0.029	98.65	0.96
14	OM-9/1108	0.00	0.85	33.6	33.98	30.91	0.049	0.013	99.38	0.99
15	OM-12/1121	0.07	0.58	42.6	23.23	33.25	0.064	0.053	99.81	1.83
16	OM-1/1001.5	0.10	0.86	34.6	30.88	32.58	0.050	0.034	99.10	1.12
17	OM-24/710.5	33.90	0.03	31.7	0.35	34.64	0.192	0.016	100.81	
18	OM-24/809.3	35.26	0.06	30.7	0.09	35.02	0.200	0.071	101.40	
19	OM-24/809.3	36.57	0.08	30	0.92	33.66	0.110	0.002	101.38	
20	OM-24/928.3	0.04	0.09	63	0.01	35.55	0.063	0.048	98.79	
21	OM-24/809.3	60.07	0.03	13.6	0.07	27.63	0.210	0.003	101.62	
22	OM-24/809.3	63.89	0.02	11.7	0.02	26.38	0.160	0.010	102.18	
23	OM-24/809.3	55.96	0.02	14.9	0.03	27.84	0.092	0.026	98.95	
24	OM-24/833.5	0.13	1.06	0.27	62.57	34.96	0.010	0.034	99.03	
25	OM-24/833.5	0.15	1.08	0.25	62.41	35.28	0.050	0.103	99.32	
26	OM-24/833.5	0.50	1.19	0.72	62.69	35.11	0.038	0.087	100.36	
27	OM-24/855.6	0.10	0.17	46.4	1.04	51.15	0.073	0.053	98.94	
28	OM-24/855.6	0.27	0.04	40.6	6.69	49.53	0.061	0.019	97.25	

Примечание. №№ 1-16 – пентландит, 17-19 – халькопирит, 20 –пирротин, 21-23- борнит,24-26 – миллерит, 27-28 – пирит. Здесь и в табл.6.6 , 6.7 - анализы выполнены на микрозонде SX 100 фирмы“Cameca” в Центральной аналитической лаборатории анализа вещества ГЕОХИ РАН, аналитик Н.Н.Кононкова.

Состав сульфидов из вкрапленных руд С. Масловского месторождения (мас.%) Таблица

№ п/п	№ обрразца	Минерал	S	Fe	Cu	Co	As	Sb	Ni	Pd	Total
1	ОМ-1/990,8	Кубанит	35,06	42,48	22,96	0,01	0,05	0	0,05	0	100,62
2	ОМ-1/990,8	Халькопирит	35,03	31,66	34,07	0,04	0,04	0,02	0,05	0	100,86
3	ОМ-1/1034,2	Пирротин	37,92	62,5	0	0,03	0,04	0,01	0,47	0,04	101
4	ОМ-1/1034,2	Пирротин	37,25	62,41	0,21	0,01	0,04	0,01	0,46	0	100,37
5	ОМ-1/1034,2	Пентландит	31,83	31,62	0,01	1,84	0,03	0,01	34,81	0	100,16
6	ОМ-5/1111,1	Пирротин	38,74	60,36	0,02	0,12	0	0	1,58	0	100,87
7	ОМ-5/1111,1	Пирротин	38,06	60,27	0,03	0,08	0,05	0,03	1,61	0,03	100,09
8	ОМ-5/1111,1	Халькопирит	33,02	31,65	33,78	0,02	0,04	0	0,07	0	98,58
9	ОМ-5/1042,9	Халькопирит	34,08	31,44	34,34	0	0,06	0	0,04	0	99,96
10	ОМ-5/1042,9	Пентландит	31,8	24,61	0,36	0,88	0	0,01	42,47	0	100,12
11	ОМ-5/1042,9	Халькопирит	33,36	31,12	34,83	0	0,03	0,02	0,01	0	99,36
12	ОМ-5/1093,0	Халькопирит	32,67	31,51	33,94	0,06	0,06	0	0,04	0	98,28
13	ОМ-5/1093,0	Пирротин	36,21	60,81	0,28	0,14	0,03	0	2,65	0,07	100,19
14	ОМ-5/1093,0	Пирротин	36,55	62,31	0,06	0,09	0,09	0	0,81	0	99,92
15	ОМ-5/1093,0	Пентландит	30,76	34,31	0	0,72	0,01	0	33,01	0,01	98,82
16	ОМ-5/1093,0	Пентландит	30,31	34,49	0,04	0,7	0,03	0,02	33	0,06	98,65
17	ОМ-5/1111,1	Пирит	48,61	46,56	0,07	0,46	0,05	0,06	2,39	0	98,2
18	ОМ-5/1093,0	Халькопирит	32,68	31,54	34,22	0	0,03	0,02	0,03	0,07	98,59
19	ОМ-9/1116,7	Пентландит	30,99	34,35	0	0,81	0,06	0	33,24	0	99,44
20	ОМ-9/1116,7	Халькопирит	33,61	31,3	34,54	0	0,06	0	0	0,03	99,53
21	ОМ-9/1116,7	Пирротин	37,18	62,61	0	0,07	0,08	0	0,1	0	100,04
22	ОМ-9/1116,7	Кубанит	34,45	41,74	22,12	0,07	0,01	0,04	0,28	0	98,7
23	ОМ-9/1123,7	Халькопирит	33,1	31,48	34,28	0	0,03	0,02	0,03	0	98,94
24	ОМ-9/1108,4	Пирротин	36,14	62,79	0,06	0,03	0,04	0	0,27	0,04	99,37
25	ОМ-9/1108,4	Пирротин	36,16	62,97	0	0,14	0,04	0	0,23	0	99,54
26	ОМ-9/1108,4	Пентландит	30,91	33,98	0	0,85	0,04	0	33,59	0,01	99,38

продолжение таблицы 6.6

№ п/п	№ обрразца	Минерал	S	Fe	Cu	Co	As	Sb	Ni	Pd	Total
27	ОМ-12/1121,9	Пентландит	33,25	23,23	0,07	0,58	0,06	0,03	42,59	0	99,81
28	ОМ-12/1121,9	Борнит	24,59	8,98	68,03	0,04	0,02	0	0	0,06	101,72
29	ОМ-12/1121,9	Халькопирит	35,15	31,36	35,26	0,02	0,08	0	0,04	0,01	101,92
30	ОМ-12/1121,9	Борнит	24,67	9,4	68,05	0,03	0,02	0	0	0	102,17
31	ОМ-12/1121,9	Пентландит	33,41	23,18	0,43	0,71	0,09	0,01	42,8	0,07	100,69
32	ОМ-12/1121,9	Пентландит	32,42	23,2	3,04	0,84	0,05	0,04	42,06	0,08	101,73
33	ОМ-12/1121,9	Халькопирит	34,86	31,56	34,76	0,07	0,03	0	0	0,01	101,29
34	ОМ-12/1121,9	Борнит	24,1	8,66	68,34	0,05	0,01	0	0,03	0,04	101,22
35	ОМ-12/1132,9	Пирротин	36,09	63,96	0,03	0,1	0,07	0	0,03	0	100,34
36	ОМ-12/1132,9	Кубанит	33,75	42,3	20,85	0,12	0,04	0	4,31	0,02	101,4
37	ОМ-12/1132,9	Пентландит	32,24	41,07	0,92	0,83	0,06	0	26,14	0,05	101,3
38	ОМ-12/1132,9	Пентландит	31,99	41,42	1,28	0,82	0,04	0,06	26,1	0	101,66
39	ОМ-12/1132,9	Кубанит	33,83	42,25	24,5	0,02	0,02	0,01	0,06	0	100,7
40	ОМ-12/1145,8	Халькопирит	32,98	31,4	34,52	0,02	0,03	0	0,07	0,02	99,04
41	ОМ-12/1145,8	Пирротин	38,27	61,48	0	0,05	0,03	0,01	1	0	100,84
42	ОМ-12/1132,4	Халькопирит	32,73	31,18	34,05	0	0	0,04	0,07	0,05	98,11

Таблица 6.7. Состав минералов в системе Pt-Pd-Sn, Pd-Te-Bi and Pd-Pb (мас.%) из С. и Ю. Масловского месторождений

№	№ обр.	Минерал	Pt	Pd	As	Sn	Sb	Pb	Fe	Ni	Te	Bi
1	OM-9/1123.7	Bi- мончеит	39.48				0.30				38.59	22.05
2	OM-9/1123.7	Bi-котульскит	16.23	27.13						0.00	24.40	33.37
3	OM-9/1123.7	Pt-атокит	30.99	45.88		22.78	0.59		0.16	002		
4	OM-9/1132	Bi-котульскит		38.86							23.94	36.66
5	OM-9/1132	паоловит	0.3	63.56		29.11	6.38					
6	OM-9/1123.7	Pt-атокит	20.56	54.56	0.03	24.42	0.22		0.07	0.13		0.04
7	OM-5/1093.0	Pt-атокит	29.72	45.96	0.04	22.88	0.60		0.69	0.14		0.00
8	OM-4/1010.7	Pt-атокит	29.41	46.24		22.81	0.47		0.18			
9	OM-1/1034	$Pd_5(Sn,Sb)_2$	0.01	68.63	0.75	18.47	12.23		0.12	0.05		0.05
10	OM-4/1010.7	Pd-рустенбургит	52.31	27.57		18.89	1.15	0.32	0.24	0.21		
11	OM-24/841.4	Pd-рустенбургит	54.77	24.40		19.57	0.00	0.38	0.20	0.02		
12	OM-4/1023	сперрилит	54.48	0.67	43.63				0.49	0.03	0.05	0.02
13	OM-4/1025	сперрилит	54.21	0.06	42.39				1.61	0.05	0.13	0.11
14	OM-4/1025	сперрилит	55.31		43.29				0.33	0.13	0.08	0.14
15	OM-9/1123.7	Pt-атокит	31.00	45.96		22.88	0.00		0.36	0.02		
16	OM-4/1010.7	Pt-атокит	29.38	46.74		22.61	0.57		0.18			
17	OM-5 1093.0	Pt-атокит	27.72	47.98	0.04	22.43	0.60		0.69	0.14		
18	OM-9/1123.7	Pt- атокит $(Pd,Pt)_3Sn$	21.51	51.91	0.03	24.42	0.22		0.37	0.13		0.04
19	OM-24/855.6	$Pd_5(As,Sn)_2$	0.02	74.81	13.05	12.73	0.14		0.12		0.04	0.06
20	OM-24/855.6	$Pd_5(As,Sn)_2$	0.24	74.72	16.98	7.41						
21	OM-24/833.5	$Pd_5(As,Sn)_2$	0.71	74.51	14.38	11.8	0.20					
22	OM-24/833.5	звягинцевит	2.05	58.56	0.02	0.01	0.61	38.07				
23	Жила 1	звягинцевит	0.05	60.25	0.01	0.01	0.76	38.10	0.43		0.13	0.14
24	Жила 1	звягинцевит	0.02	60.44	0.10	0.02	0.66	38.26	0.02		0.12	0.20
25	Жила 1	звягинцевит	0.01	60.89		0.04	0.09	3925				
26	Жила 1	звягинцевит	0.03	62.11				37.31	1.07			
27	Жила 1	звягинцевит	0.00	61.27				36.71	0.27			

К таблице 6.7.

1. $Pt_{1.00}(Te_{1.48}Bi_{0.52})_{2.00}$
2. $(Pd_{0.74}Pt_{0.24})_{0.98}(Te_{0.56}Bi_{0.46})_{1.02}$
3. $(Pd_{2.20}Pt_{0.79}Cu_{0.01})_{3.00}(Sn_{0.99}Sb_{0.01})_{1.00}$
4. $Pd_{1.00}\ (Te_{0.51}Bi_{0.49})$
5. $Pd_{2.00}(Sn_{0.82}Sb_{0.18})_{1.00}$
6. $(Pd_{2.50}Pt_{0.49})_{2.99}\ Sn_{1.01}$
7. $(Pd_{2.20}Pt_{0.80}Fe_{0.01})_{3.01}(Sn_{0.98}Sb_{0.01})_{0.99}$
8. $(Pd_{2.20}Pt_{0.81})_{3.01}(Sn_{0.98})_{0.99}$
9. $Pd_{4.95}(Sn_{1.19}Sb_{0.77}\ As_{0.08})_{2.04}$
10. $(Pt_{1.52}Pd_{1.47})_{2.99}(Sn_{0.94}Sb_{0.06}Pb_{0.01})_{1.01}$
11. $(Pt_{1.54}Pd_{1.45})_{2.99}(Sn_{0.94}Sb_{0.06}Pb_{0.01})_{1.01}$
12. $(Pt_{0.99}Pd_{0.01})_{1.00}\ As_{2.00}$
13. $(Pt_{0.99}\ Fe_{0.01})_{1.00}\ As_{2.00}$
14. $(Pt_{0.99}\ Fe_{0.01})_{1.00}\ As_{2.00}$
15. $(Pd_{2.20}Pt_{0.81})_{3.01}Sn_{0.99}$
16. $(Pd_{2.23}Pt_{0.77})_{3.00}\ (Sn_{0.98}Sb_{0.02})_{1.00}$
17. $(Pd_{2.22}Pt_{0.77}Fe_{0.01})_{3.00}\ (Sn_{0.98}Sb_{0.02})_{1.00}$
18. $(Pd_{2.39}Pt_{0.54}Cu_{0.07})_{3.00}Sn_{1.00}$
19. $Pd_{4.99}\ (As_{1.24}Sn_{0.76}Sb_{0.01})_{2.01}$
20. $(Pd_{4.99}Pt_{0.01})_{5.00}\ (As_{1.56}Sn_{0.44})_{2.00}$
21. $(Pd_{4.95}Pt_{0.03})_{4.98}\ (As_{1.35}Sn_{0.6}Sb_{0.01})_{2.02}$
22. $(Pd_{2.94}Pt_{0.06})_{3.00}\ (Pb_{0.98}Sb_{0.02})_{1.00}$
23. $Pd_{3.00}\ (Pb_{0.97}Sb_{0.03})_{1.00}$
24. $Pd_{3.00}\ (Pb_{0.97}Sb_{0.03})_{1.00}$
25. $Pd_{3.00}\ Pb_{1.00}$
26. $Pd_{3.00}\ Pb_{1.00}$
27. $(Pd_{2.99}\ Cu_{0.01})_{3.00}\ Pb_{1.00}$

Примечание. Пропуск – элемент не определялся. Жила 1 – месторождение Норильск 1.

Таблица 6.8. Состав минералов благородных металлов из Северного Масловского месторождения (мас.%)

№ точки	№ образца	Название минерала	№ фото	Co	Pt	Fe	Ni	S	Pd	Sb	Te	Bi	Cu	As	Sn	Total
1	ОМ-9 1123,7	Меренскит (Pt-Pd)(Bi,Te)2	10,11	0	16,25	0,56	0	0,04	27,13	0,03	24,4	33,57	0,14	0	0,06	101,77
2	ОМ-9 1123,7	$(Pd,Pt)_3SnTe$	10,11	0,11	18,86	0,94	0,09	0,11	51,26	-0,34	8,12	1,89	1,11	0	18,24	100,73
3	ОМ-9 1123,7	Тетраферроплатина PtFe	10,12	0,01	68,29	27,49	1,45	0,28	0,49	0,09	0,12	0	1,7	0,09		100,02
4	ОМ-9 1123,7	Тетраферроплатина PtFe	10,12	0	63,8	30,23	2,31	0,19	1,51	0,11	0,05	0	1,82	0,11		100,13
5	ОМ-9 1123,7	Кубанит $CuFe_2S_3$	9	0,15	0	42,33	0,05	33,75	0	0	0	0	23,86	0,02		100,16
6	ОМ-9 1123,7	Pt – Pd – Te – Sn?	10,12	0	25,1	0,36	0,02	0	37,21	0	7,07	2,7	0,48	0	14,77	87,71
7	ОМ-9 1123,7	Масловит PtBiTe	10	0,16	34,2	1,2	0,1	0,04	0	0,32	41,66	23,81	0,38	0		101,86
8	ОМ-9 1123,7	Тетраферроплатина PtFe	10,12	0,13	68,74	27,71	1,35	0,42	0,18	0,15	0,07		1,15	0,13		100,03
9	ОМ-9 1123,7	$(Pd,Pt)_3SnTe$	10,12	0,11	18,86	0,94	0,03	0,09	51,26	0	8,12	1,89	1,11	0	18,21	100,62
10	ОМ-9 1123,7	Палладий (Pd, Pt)	-	0	25,63	0,19	0,26	0,26	73,51	0,13	0	0	0,76	0		100,75
11	ОМ-9 1123,7	PtPd	10,12	0,1	55,82	0,79	0,31	0,3	41,6	0,53	0,52	0	0,92			
12	ОМ-9 1123,7	Pt_3Pd_2	10,12	0,12	68,3	1,22	0,62	0,18	28,25	0,19	0	0,04	1,66	0		100,57

№ точки	№ образца	Название минерала	№ фото	Co	Pt	Fe	Ni	S	Pd	Sb	Te	Bi	Cu	As	Sn	Total
13	ОМ-9 1108,4	Сперрилит $PtAs_2$	13,14	0	28,07	2,38	0,24	0,55	6,54	0	0,17	0,03	6	56,18	0,07	100,22
14	ОМ-9 1108,4	Сперрилит $PtAs_2$	13,14	0	31,59	1,62	0,06	0,96	-0,24	0,1	0,05	0,01	0,61	65,36	0,01	100,38
15	ОМ-9 1108,4	Пирит FeS_2	13	0,02	0	47,62	0,1	51,96	0,1	0,01	0	0,04	0,14	0,01	0	100
16	ОМ-9 1108,4	Халькопирит $CuFeS_2$	13	0,01	0	25,32	0	49,58	0,02	0,01	0	0,03	25,05	0,03	0	100,04
17	ОМ-5 1093,0	Палладистый рустенбургит $(Pt,Pd)_3Sn$	-	0,62	38,39	0,55	0,54	0	34,68	0,56	0	0	1,23	0,82	23,55	100,95
18	ОМ-5 1093,0	Платинистый атокит $(Pd,Pt)_3Sn$	10,12	0,06	26,88	0,69	0,14	0,25	46,52	0,6	0	-0,05	0,92	0,04	24,43	100,53
19	ОМ-1 1034,2	$Pd_2(Sn,Sb)$	15	0	0,04	0,12	0,05	0	68,63	12,23	0	0,05	0,01	0,75	18,47	100,32
20	ОМ-1 1034,2	$Pd_2Bi(Sn,Sb)$	15	0,03	0,18	0,17	0,12	0,04	38,66	24,9	0	14,18	0,03	0	22,37	100,68
21	ОМ-9 1123,7	Котульскит Pd (Te, Bi)$_{1-2}$	10,12	0,04	0,86	0,36	0	0,02	51,02	0,14	12,93	33,55	0,1	0		101,92
22	ОМ-5 1042,9	Сперрилит $PtAs_2$	16	0,02	30,9	3,2	0,09	1,79	-0,06	-0,04	0,11	0,06	0,99	62,91	0,01	100,1
23	ОМ-12 1132,9	Вилламининит? $(Fe,Ni,Cu)S_2$ гр.пирита	-	0,03	0,01	36,34	9,69	47,7	0	0,01	0	0,01	6,22	0,04	0	100,07
24	ОМ-12 1132,9	Пирит FeS_2	-	0,03	0	49,84	0,06	49,56	0	0	0	0,02	0,49	0,03	0	100,04

Окончание таблицы 6.8

№ точки	№ образца	Название минерала	№ фото	Co	Pt	Fe	Ni	S	Pd	Sb	Te	Bi	Cu	As	Sn	Total
25	OM-12 1121,9	Палладий самородный Pd	17	0,18	0,21	1,25	0,5	0,26	93,64	0	0,04	0	5,02	0	0,01	101,11
26	OM-12 1121,9	Pt $(Cu,Fe)_2$	18	0,16	49,08	27,15	10,52	0,75	0,37	0	0,04	0	11,72	0,03	0,2	100,03
27	OM-12 1121,9	Pt $(Cu,Fe)_2$	18	0,19	49,79	27,93	10,01	0,21	0,38	0,11	0,03	0	11,13	0	0,27	100,04
28	OM-12 1121,9	Сперрилит $PtAs_2$	18	0	31,67	0,66	0,25	0,43	0	0,1	0,07	0	2,32	64,54	0	100,11
29	OM-12 1121,9	Пентландит $(Fe, Ni)_9S_8$	-	0,58	0	19,18	33,95	45,96	0,07	0,01	0,01	0,03	0,2	0,03	0,01	100,03
30	OM-9 1123,7	Котульскит Pd $(Te, Bi)_{1-2}$	-	0,09	1,9	0,35	0,13	0,13	48,37	0	20,09	30,76	0,18	0	0,13	102,14
31	OM-9 1123,7	Платинистый атокит $(Pd,Pt)_3Sn$	-	0,09	21,51	0,37	0,13	0,1	51,91	0,22	0	0,04	0,93	0,03	25,01	100,35
32	OM-12 1121,9	Миллерит NiS	-	0,04	0,01	0,03	61,41	38,5	0	0,01	0,03	0	0	0,01	0,02	100,06

Примечание: номер точки анализа соответствует номеру точки на рисунках 6.14-6.19

Таблица 6.9 .Состав минералов (мас.%) в системе Pt-Fe и Pt-Pd из Северного и Южного Масловских месторождений

№	№ обр.	Минерал	Pt	Pd	Rh	Os	Fe	Ni	Cu	Total
1	OM-4/1010.7	Самор. Pd	0.06	99.8	0	0.03	0.04	0, 2	0.51	100.48
2	OM-12 1121.9	Cu-Pd alloy	0.21	93.6	n/a	n/a	1.25	0.5	5.02	100.62
3	OM-9 1123.7	Native Pd	25.63	73.5	n/a	n/a	0.19	0.26	0.76	100.35
4	OM-9 1123.7	Pd-Pt alloy	55.82	41.6	n/a	n/a	0.79	0.31	0.92	99.45
5	OM-9 1123.7	Pd-Pt alloy	68.30	28.3	n/a	n/a	1.22	0.62	1.66	100.05
6	OM-9 1123.7	Pt-Fe alloy	68.29	0.49	0.22	n/a	27.5	1.45	1.70	99.64
7	OM-9 1123.7	Pt-Fe alloy	63.8	1.51	0.27	n/a	30.2	2.31	1.82	99.94
8	OM-9 1123.7	Pt-Fe alloy	68.74	0.18	0.19	n/a	27.7	1.35	1.15	99.32
9	OM-4/1010.7	Pt_2Fe	84.77	1.16	0.3	0.5	10.2	0.64	1.02	98.63
10	OM-4/1010.7	Pt_2Fe	84.95	1.52	0.22	0.62	10.3	0.55	0.91	99.09
11	OM-4/1010.7	Pt_2Fe	83.51	1.50	0.44	0.59	11	0.8	0.89	98.74
12	OM-4/1010.7	Pt_2Fe	85.5	0.95	0.36	0.24	11.1	0.88	1.00	100.02
13	OM-4/1010.7	Pt_2Fe	85.55	0.24	0.39	0.49	10.5	0.52	0.65	98.36
14	OM-24/868.6	(Pt, Fe)	88.82	0.38	0.43	0.52	9.61	0.04	0.42	100.22
15	OM-16/928.8	(Pt, Fe)	86.66	0.61	0.46	0.61	10.6	0.31	1.03	100.23
16	OM-24/837.1	(Pt, Fe)	86.88	0.32	0.28	0.25	11.4	0.21	0.73	100.11
17	OM-16/928.8	(Pt, Fe)	86.66	0.61	0.46	0.61	10.6	0.01	0.31	99.21
18	OM-9/1123.7	PtFe*	75.81	0.31	n/a	n/a	15.9	3.86	3.86	99.76
19	OM-9/1123.7	PtFe*	76.03	0.32	n/a	n/a	14.2	4.6	4.53	99.69

9. $(Pt_{1.98}Pd_{0.05}Rh_{0.01}Os_{0.01})_{2.05}\ (Fe_{0.83}Ni_{0.05}Cu_{0.07})_{0.95}$

10. $(Pt_{1.98}Pd_{0.06}Rh_{0.01}Os_{0.01})_{2.06}\ (Fe_{0.83}Ni_{0.04}Cu_{0.07})_{0.94}$

11. $(Pt_{1.91}Pd_{0.06}Rh_{0.02}Os_{0.01})_{2.00}\ (Fe_{0.88}Ni_{0.06}Cu_{0.06})_{1.00}$

12. $(Pt_{1.91}Pd_{0.04}Rh_{0.02}Os_{0.01})_{1.98}\ (Fe_{0.88}Ni_{0.07}Cu_{0.17})_{1.02}$

13. $(Pt_{2.01}Pd_{0.01}Rh_{0.02}Os_{0.01})_{2.05}\ (Fe_{0.86}Ni_{0.04}Cu_{0.05})_{0.95}$

мин.) Этим удавалось достигать повышенной чувствительности в измерениях этих элементов. Состав сульфидных минералов приведен в табл. 6.5, 6.6.

Наибольший интерес из изученных сульфидных минералов представляет пентландит, поскольку состав его существенно варьирует не только в пределах рудных тел, но и сильно меняется в разных типах руд разных месторождений. При рассмотрении его составов обращают на себя внимание существование двух разных членов изоморфного ряда – с примерно равным

Таблица 6.10. Состав минералов в системе Ag – Au -Cu (мас.%)

№	№ обр.	Ag	Au	Pd	Cu	Сумма
1	OM-4/1005.2	1.04	66.68	7.58	25.21	100.51
2	OM-24 868.5	98.15	1.12	0.00	0.01	99.28
3	OM-4/1003.5	32.01	66.56	1.66	0.02	100.25
4	OM-4/1005.2	54.3	45.71	0.22	0.00	100.23
5	OM-24 941.4	19.32	81.42	0.53	0.00	101.27
6	OM-24 941.4	18.7	80.79	0.6	0.00	100.09
7	OM-24 /941.4	19.32	81.42	0.53	0.00	101.27
8	OM-24 941.4	34.01	65.56	0.23	0.02	99.82
10	MS-31/527	70.96	25.14	2.86	0.00	101.02
9	Жила 1	70.96	25.14	2.86	0.11	99.07
11	Жила 1	3.75	75.79	5.84	0.50	101.02

содержанием железа и никеля в минерале (FeO – 34 , Ni – 33 мас.%) и с резким доминирование никеля (FeO – 24 , Ni – 42 мас.%). Другим интересным аспектом химического состава пентландитов является распределения в нем кобальта. В изученных образцах вкрапленных руд Масловского месторождения установлены низкие концентрации кобальта в минерале, как правило, не превышающие 1 мас.%.(лишь в одном зерне зафиксированы содержания 1,84 мас.%). Обычно его содержания в пентландитах норильских месторождений несколько выше и составляет 2-3 мас.% (Генкин и др., 1981).В данном случае полученные нами данные по составам пентландитов из вкрапленных руд Норильска 1 (Криволуцкая, 2006 ф) свидетельствуют о химическом сходстве их с пентландитами Масловского месторождения – уровень концентрации Co колеблется от 0,6 до 1,4 мас.%.

В целом это низкие концентрации кобальта для данного минерала, поскольку известно, что в рудах других медно-никелевых месторождений наблюдаются существенные вариации содержаний этого металла: от 2-3 мас.% до 18 мас.% в пентландитах месторождений Чинейского массива в Северном Забайкалье, и даже устанавливаются переходы к чисто кобальтовой его разновидности, где содержание кобальта достигают 56 мас.% (рудопроявление Озерное, Войкаро-Сыньинский массив; Гонгальский, Криволуцкая, 1993).

Пирротин варьирует по составу незначительно, концентрации железа меняются в нем в среднем в пределах 60-62 мас.%, а серы – 37-38 мас.%. Одно зерно характеризуется несколько иными соотношениями железа и серы -63 и 36 % соответственно. Обычно варьируюшие по стехиометрии пирротины являются разными его кристаллографическими разновидностями: троилит характеризуется равным количеством серы и железа (ат.%), а моноклинный и гексагональный отклоняются от FeS к Fe_1-x S. Наиболее типичной примесью в пирротине является никель. Он постоянно присутствует в изученных зернах этого минерала из вкрапленных руд Масловского месторождения. Максимальные его концентрации обычно типичны для троилита (2,65 мас.%). Концентрации кобальта в пирротине низки, содержание достигают 0,14 мас.%. Халькопирит является минералом исключительно стабильного состава, соотношения в нем главных элементов – серы, меди и железа – практически постоянны. Для него характерна фактически полная «стерильность» по сравнению с другими рудными минералами в отношении элементов-примесей. Последние устанавливаются только с помощью специально разработанных методик определения на микрозонде или лазерной абляцией. Ранее (Криволуцкая, 2006 ф – отчет за 1 этап) нами было показано, что этот минерал постоянно содержит в своем составе сурьму и мышьяк на уровне сотен граммов на тонну.

Распределение элементов-примесей, в частности, элементов платиновой группы, золота, рения, а также сурьмы, мышьяка и др. в главных рудообразующих сульфидах – пирротине, пентландите и халькопирите - было изучено с помощью лазерной абляции, путем сканирования поверхности полированного шлифа лазерным лучом (диаметром 10 мк) в Laurentian University (аналитик Joseph A. PETRUS). Для этих целей использовался 193 nm ArF excimer лазер, скорость сканирования составляла 5 μm/s, частота 5 Гц. Испаряющийся материал выносился потоком аргона, гелия и азота в масс-спектрометр. Для калибровки использовались стандарты NIST 612, NIST 610 (синтетические стекла с заданными содержаниями примесных элементов) и Po725-T2 (сульфидный стандарт с приблизительно 40 ppm of PGEs and Au, Sylvester et al. 2005). Уровень определения платиновых металлов, золота и рения составил от 10 до 300 ppb (худший вариант для рения).

Полученные карты распределения элементов (рис. 6.11, 6.12) свидетельствуют о том, что практически все редкие платиновые металлы – Ir, Os, Ru и Ru – концентрируются в пирротине (на уровне чувствительности метода), в то время как Pd, Rh и, в меньшей степени Pt, - в пентландите. Серебро (как и золото) наряду с пентландитом накапливается также и в халькопирите. Однако эти закономерности отчетливо видны для сульфидов Северного Масловского месторождения, и почти не проявлены для Южного Маслоского, поскольку, по-видимому, уровень концентраций содержащихся примесей в его сульфидах значительно ниже.

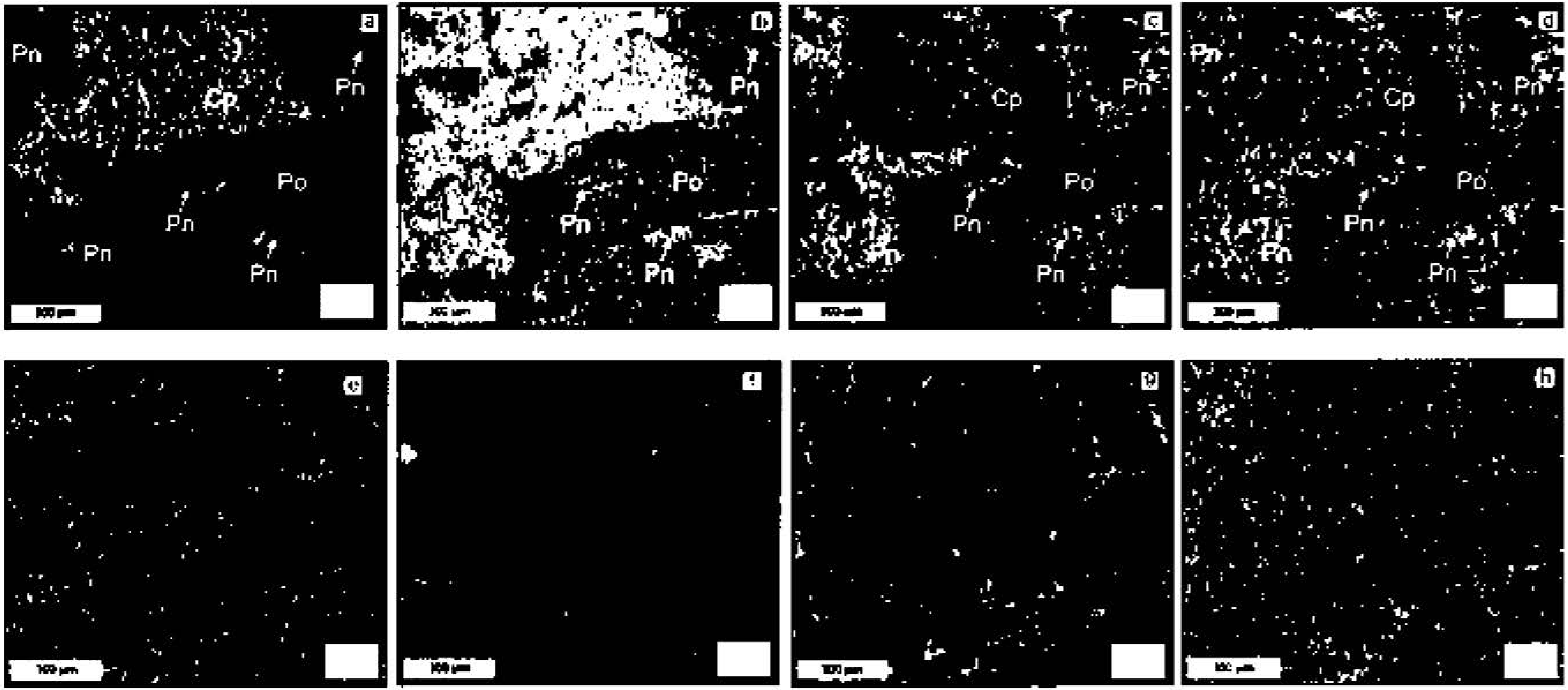


Рис.6.11. Распределение главных элементов и элементов-примесей в рудообразующих сульфидах по данным LA-ICP-MS (Pn –пентландит, Cp – халькопирит, Po – пирротин).

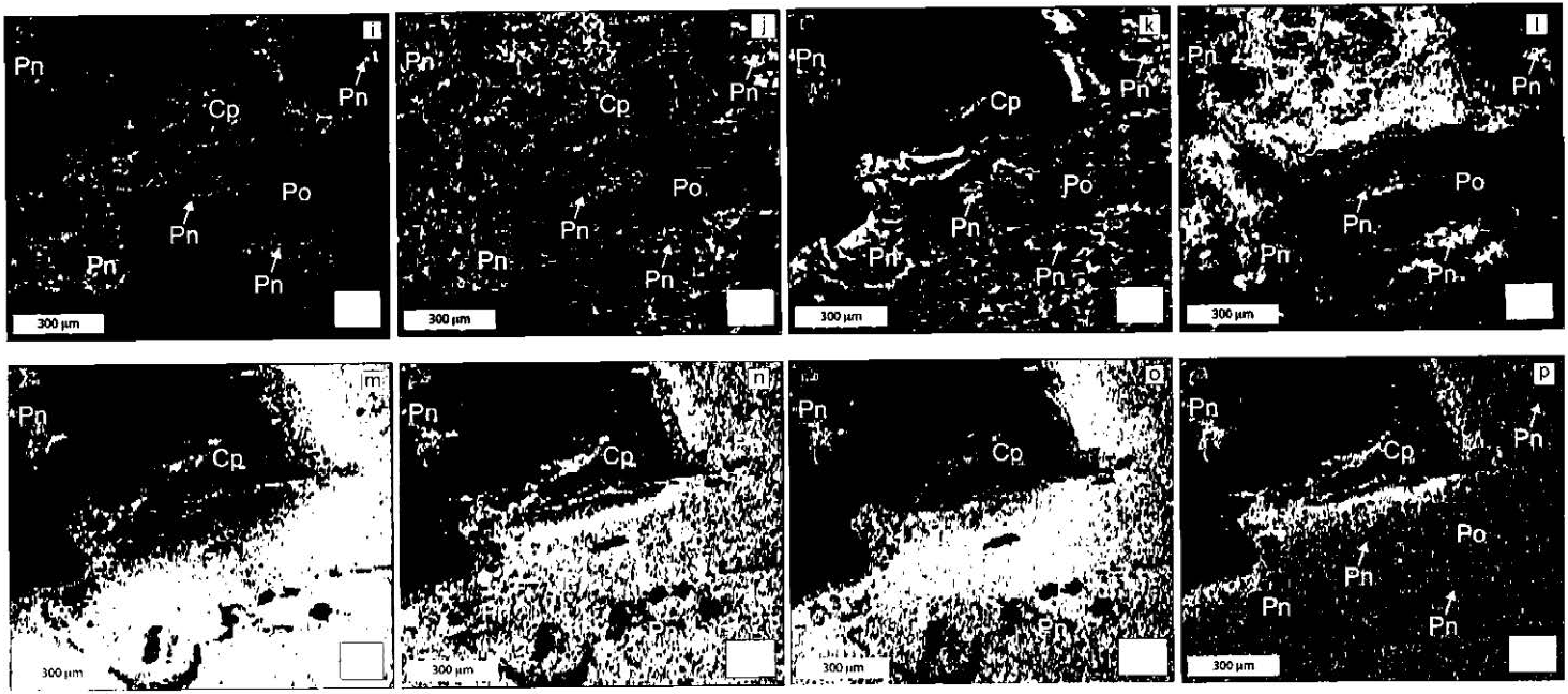


Рис. 6.12. Распределение элементов платиновой группы, серебра и рения в рудообразующих сульфидах Серного Масловского месторождения

Состав минералов благородных металлов

Минералы благородных металлов во вкрапленных рудах Масловского месторождения установлены преимущественно в северной части месторождения. Выделения их в основном приурочены к тонким сульфидным прожилкам в пикритовых габбро-долеритах, а точнее к их зальбандам. Выделения благородных металлов в рудах продемонстрированы на рис. 6.13. Реже встречаются единичные зерна среди сульфидных вкрапленников или породообразующих минералов. На рис. 6.14-6.19 точками с номерами показаны изученные минералы, состав их приведен под соответствующим номером в таблице 6.8.

Наиболее крупное скопление зерен благородных металлов (около 300 мкм) обнаружено на контакте кубанита с силикатными минералами (рис. 6.13, обозначено PGM). При детальном рассмотрении в отраженных электронах и характеристическом излучении различных элементов выяснилось крайне неоднородное строение ряда фаз, а также наличие зональных кристаллов. В агрегате преобладают соединения платины и палладия – тетраферроплатина, платина с примесью палладия, а также соединения платины и палладия с оловом и теллуром (в том числе масловит). В некоторых фазах присутствует висмут. Зональные кристаллы характерны для интреметаллидов Pt, Pd, Sn и Te: центральные части содержат больше платины, чем палладия при равных содержаниях олова и теллура. Наиболее однородными в этом агрегате зерен являются кристаллы тетраферроплатины, и соединения платины с палладием, Размер фаз в среднем очень мелкий для проведения количественнго анализа, поэтому отдельные зерна определить точно не удалось.

Достаточно часто в рудах обнаруживаются кристаллы сперрилита, которые в отличие от интерметаллидов олова, теллура и сурьмы, встречаются чаще всего в виде единичных кристаллов. Один из них находится среди кубанита в ассоциации с пиритом (продемонстрирован на рис. 6.14, он содержит мелкое включение самородного золота. Другое зерно сперрилита, очень неправильной формы, располагается на границе сульфидов и силикатов (рис. 6.16).

Реже сперрилит обнаруживается в ассоциации с другими минералами благородных металлов (рис.6.18). При этом он сосуществует с соединениями платины – железо-никелевым сплавом, обогащенным до 11 мас.% медью. Во всех ассоциациях сперрилит содержит существенную примесь железа, особенно в последнем случае (до 3,2 мас.%),

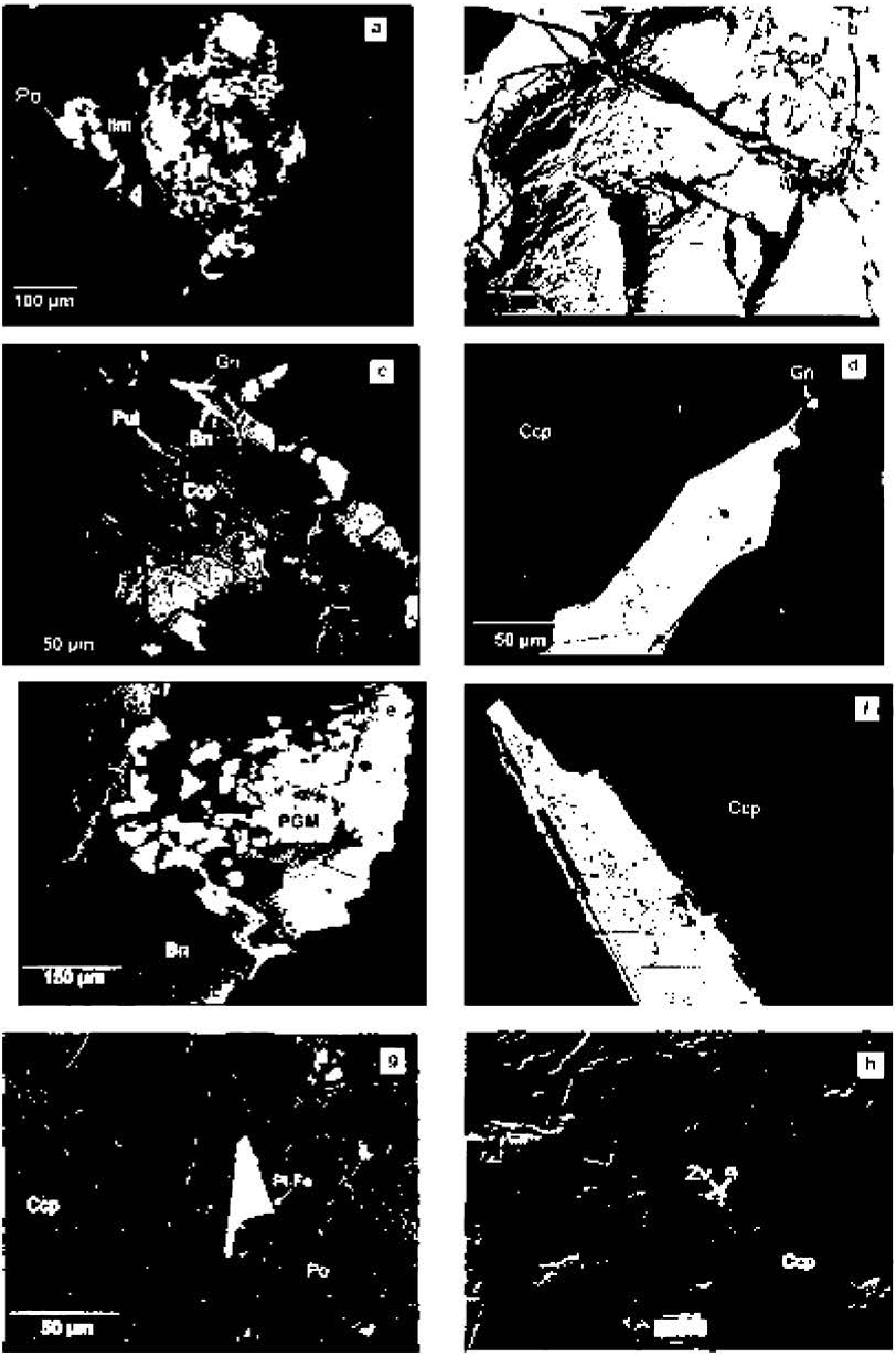


Рис. 6.13. Общий вид выделений платиновых металлов в рудах Масловского месторождения. Отраженные электроны. Ccp –халькопирит, Po-пирротин, Pt-Fe-железоплатновый сплав, Zv-звягинцевит, Bn-борнит, Put-путоранит, Gn-галенит, Ilm-ильменит, Mt-магнетит, PGM-агрегат минералов платиновых металлов

палладия (до 6 мас.%), а также никеля до 0,25 мас%), меди (до 6%), серы (до 0,96 мас.%) и в очень небольшом количестве - теллура (до 0,17 мас.%).

В системе Pd-Sb-Sn-Bi (рис. 6.15) установлены продукты распада твердого раствора: основная часть зерна (матрица) имеет преимущественно Sn - Sb –Pd состав, в то время как в ламелях появляется Bi за счет резкого снижения соедержания Sb (с 12, 23 до 4,9 и палладия (с 68,63 до 58,66 мас.%)..Характерно практически полное отсутствие платины, небольшие содержания (0,18 мас.%) зафиксированы только в ламелях.

Интересна находка (рис. 6.17) самородного палладия (Pd-93 мас.%) практически лишенного платины (0,21 мас.%), хотя по классификации самородных элементов палладий содержит 18% Pt и имеет формулу Pd,Pt. Близкий к этому состав был определен для одного из зерен палладия (с содержанием платины до 25 мас.%) Бесплатиновый палладий характеризуется небольшой примесью меди (5 мас.%), а также содержит кобальт и железо 0,17 и 1,25 мас.% соответственно). Он в виде вытянутого зерна неправильной формы располагается на границе сульфидных минералов с силикатными (рис. 6. 17), как и большинство минералов благородных металлов. Достаточно часто встречается самородное серебро (рис. 6.18).

Как было показано в начале этой главы, средневзвешенный состав интрузивов, подсчитанный по опорным скважинам, не соответствует составу локализованных в них руд. Конечно, такие соспоставления по единичным скважинам не дают полной информации, однако известные литературные данные подтверждают эти выводы. Наиболее контрастным и поддающимся учету являются концентрации платиновых металлов в рудах. При близких средневзвешенных составах интрузивов (см. табл. 6.12) состав руд, особенно соотношение цветных металлов к ЭПГ или в пересчете на 100% сульфид (Налдретт, 2003), очень сильно меняется от месторождения к месторождению. На нашем примере мы увидели, что по составу и минеральным особенностям Южное и Северное Масловское месторождения существенно различаются (Табл. 6.11). По наличию и частоте встречаемости минералов благородных металлов руды Северного Масловского месторождения близки к таковым Норильска 1, в то время как Южно-Масловские существенно отличаются от них более низкими содержаниями благородных металлов и, соответственно, составом минералов благородных металлов – в них доминируют сплавы золота и серебра.

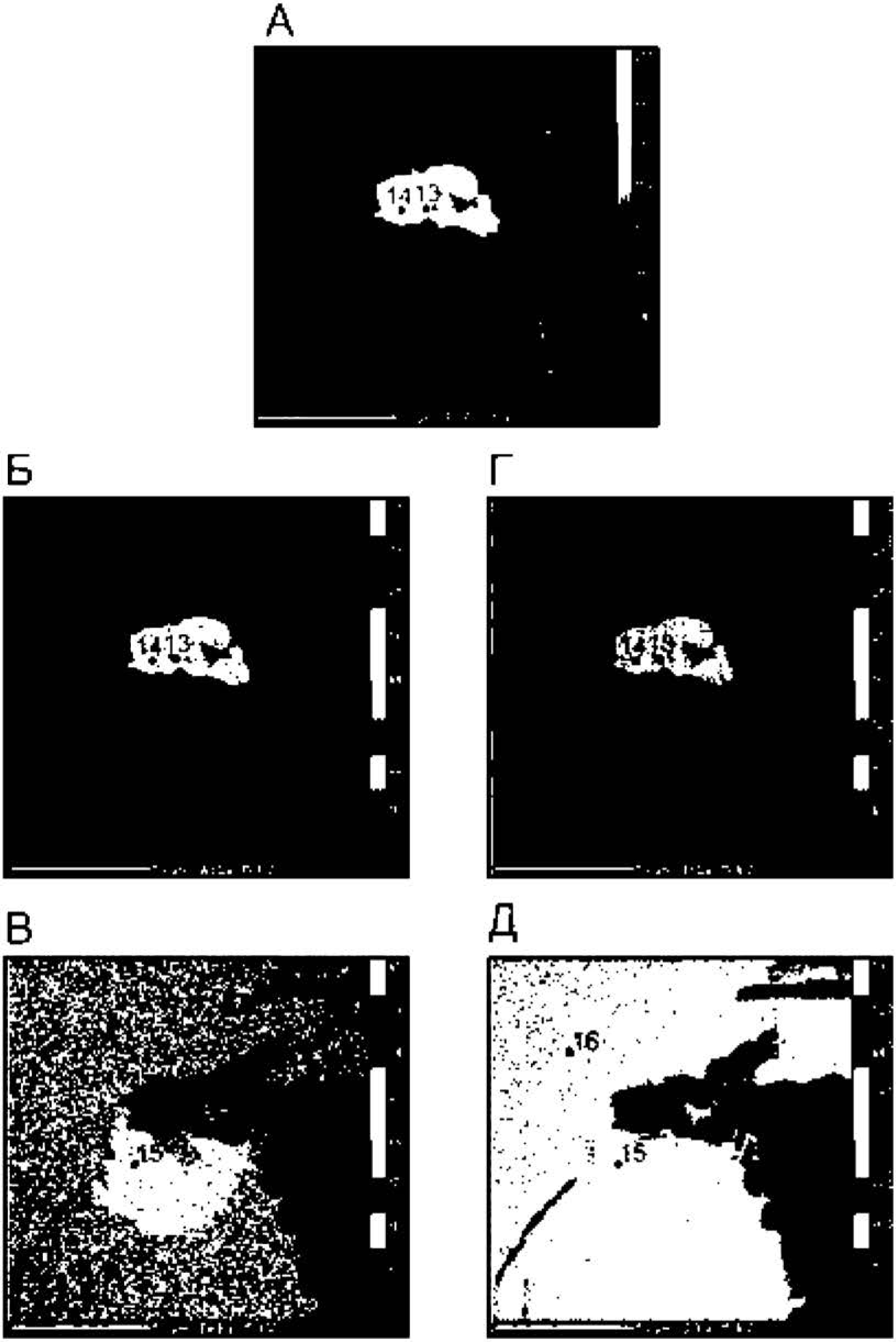


Рис.6. 14 Сперрилит (14) с включением самородного золота (13) с пиритом (15) в кубаните (16) Изображение: А – в отраженных электронах, Б-Д – в характеристическом рентгеновском излучении: Б – AsLα, В -PtLα, Г - FeKα, Д - Sα. Здесь и далее в скобках указаны номера анализов в Таблице 6.8.

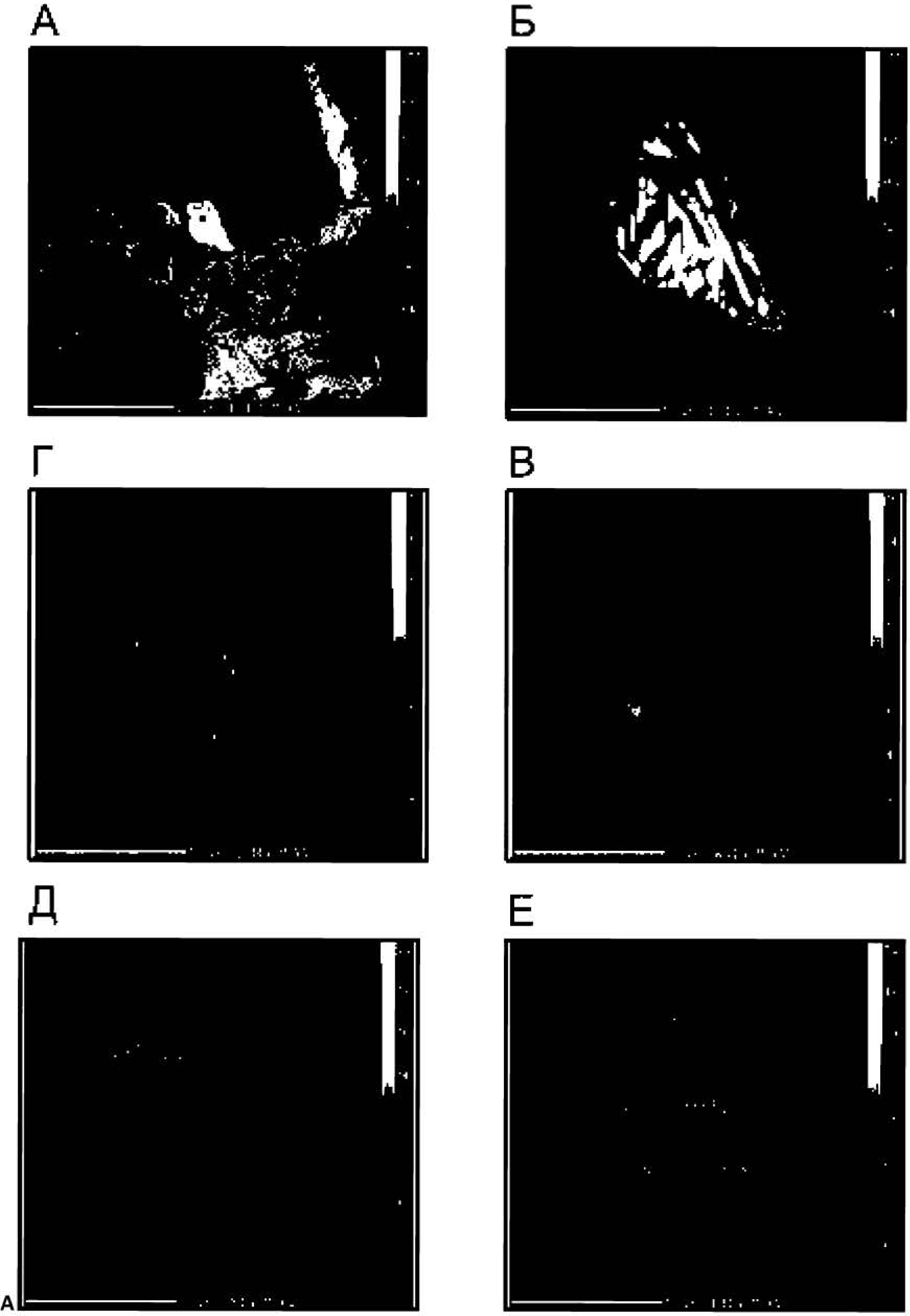


Рис. 6.15. Структура распада твердого раствора в системе Pd-Sn-Sb-Bi (19, 20)

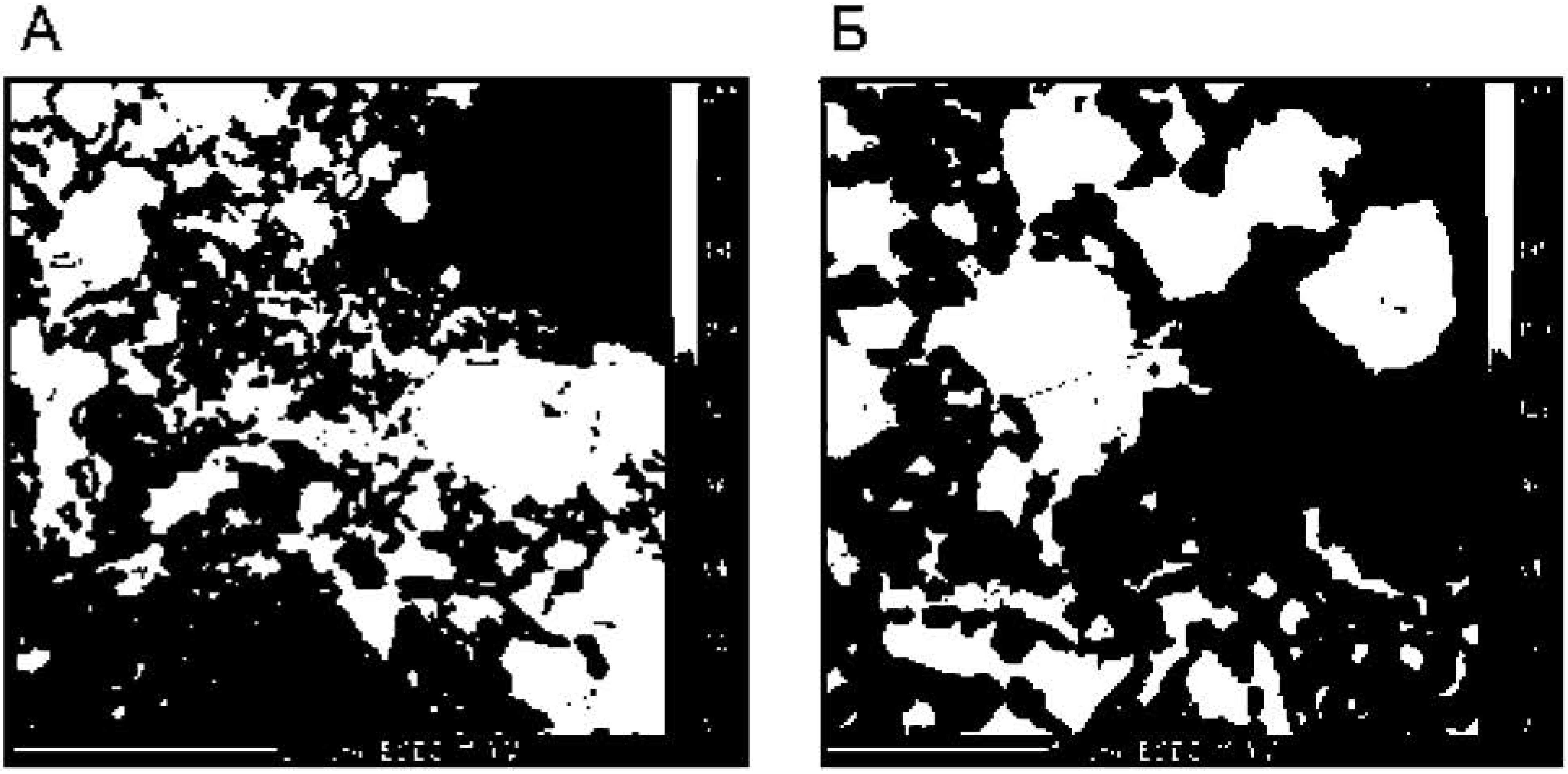


Рис.6. 16 Зерно сперррилита (22) в отраженных электронах при разном увеличении (А и Б) на контакте сульфидных и силикатных минералов

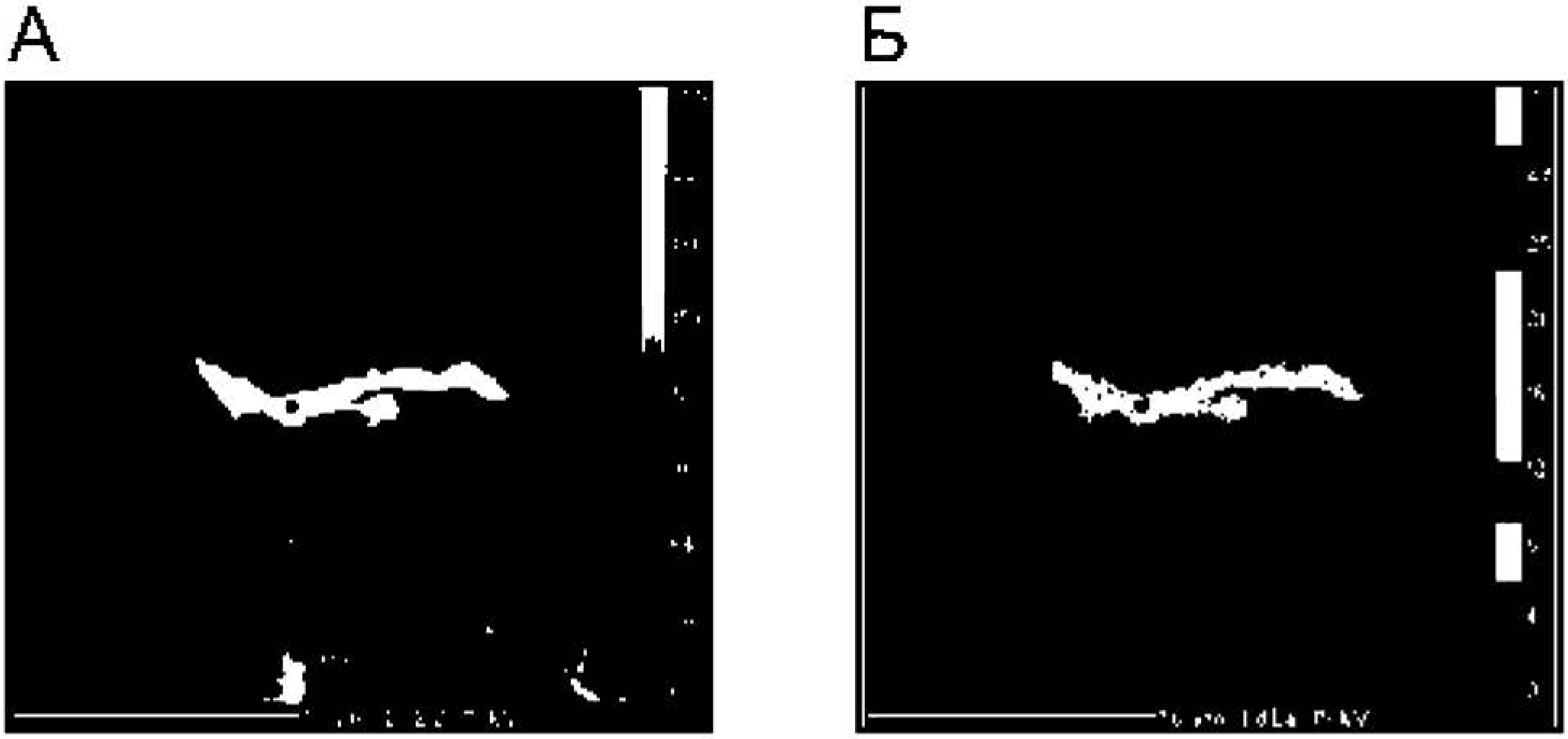


Рис.6. 17. Выделение самородного палладия (25): А – изображение в отраженных электронах, Б- в характеристическом рентгеновском излучении PdLα

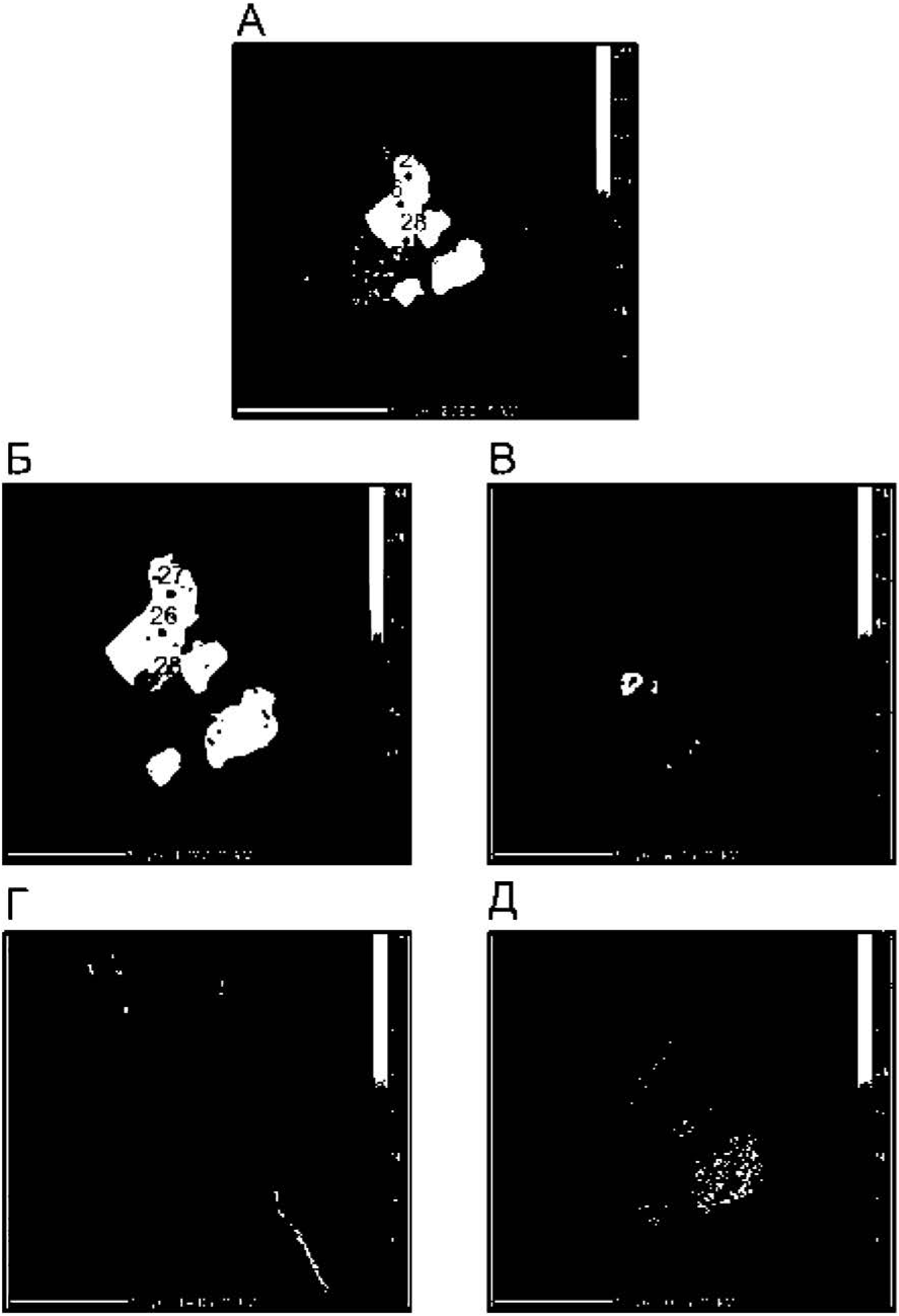


Рис.6. 18 Зерно сперрилита (28) в ассоциации с Fe-Ni-Pt сплавом (26,27)

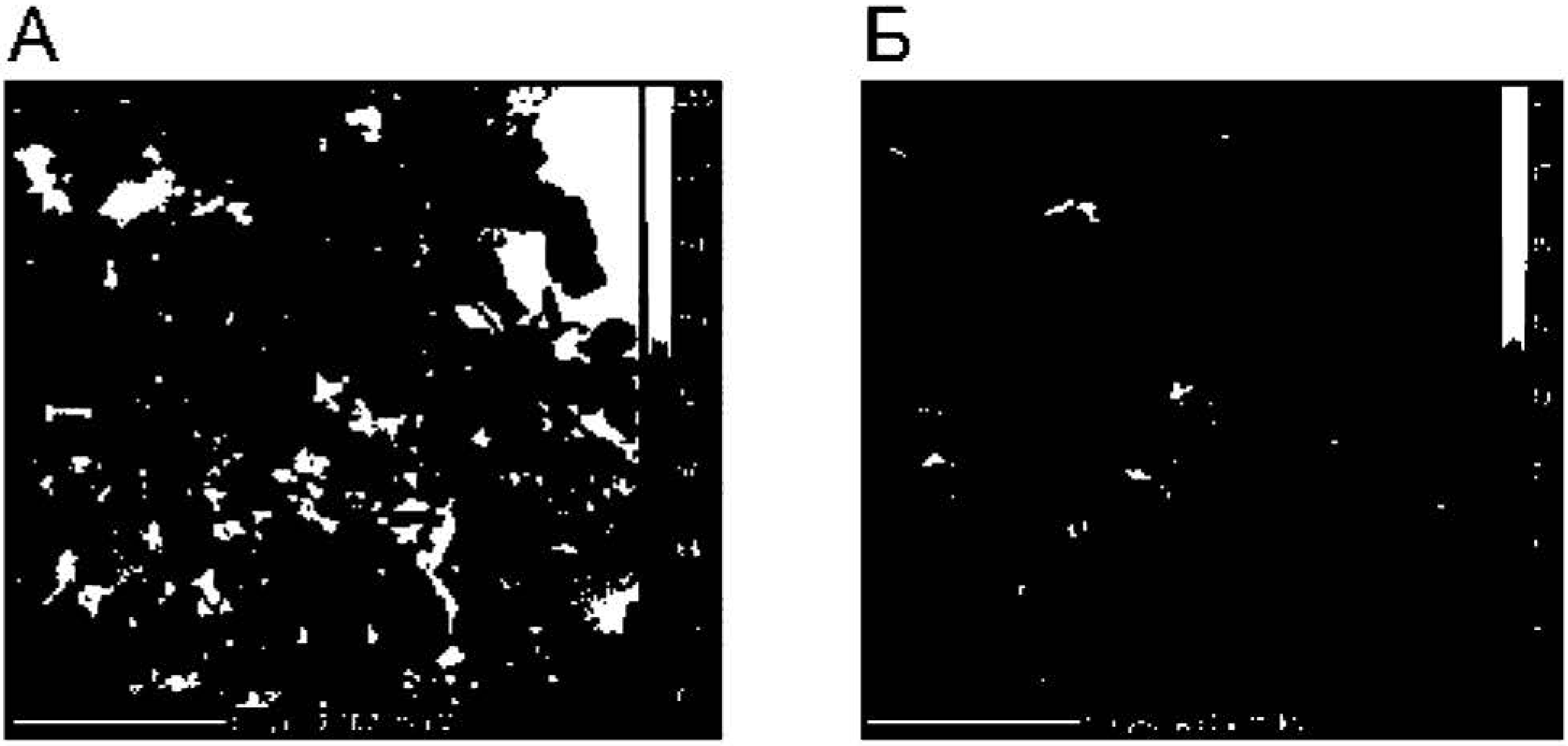


Рис.6. 19 Самородное серебро (белые мирмекитоподобные выделения) среди борнита: А- в отраженных электронах, Б- в рентгеновском излучении AgLα

Таблица 6.11. Распространенность (в порядке убывания) минералов благородных металлов в рудах

Северное Масловское	Южное Масловское	Норильск 1
Звягинцевит	Au-Ag сплавы	Fe-Pt сплавы
Fe-Pt сплавы	Fe-Pt сплавы	Атокит-Рустеббургит
Атокит-Рустенбургит		$(Pd, Pt)_3$ (Sb, Sn, As, Pb)
		$(Pd, Pt)_5$ $(Sb, Sn, As, Pb)_2$
Котульскит Мончеит		Котульскит, Соболевский
Сперрилит		Сперрилит

6.3. Изотопный состав серы

Как указывалось выше, наиболее экстраординарной особенностью месторождений Норильского района является несоответствие мощности интрузивов и связанных с ними сульфидных руд, которые составляют до 15 об. % (Лихачев, 1996). При низкой растворимости серы в базальтовых расплавах в близповерхностных условиях (0.2 мас.%), соответствующих кристаллизации интрузивов норильского комплекса, трудно вообразить ее извлечение только из исходной магмы, сформировавшей конкретное интрузивное тело. Для получения всего объема сульфидов необходимо повысить растворимость серыв расплаве почти на 2 порядка, что представляется маловероятным.

Отсюда возникла идея о внешнем источнике серы, т.е. заимствовании ее исходной магмой из вмещающих пород (Годлевский, Гриненко, 1963) in situ или по пути к камере кристаллизации. Во многом она базируется на составе пород, вмещающих рудоносные массивы, – а именно, на наличии мощных прослоев ангидритов в отложениях силура-девона, в которых чаще всего локализованы интрузивы. Главным фактором, служащим для доказательства огромной роли ассимиляции вмещающих пород исходным расплавом, служит тяжелый изотопный состав серы норильских руд (Гриненко, 1967, 1984; Горбачев, Гриненко, 1973). Как было показано Гриненко (Grinenko, 1985), чем крупнее размер месторождения, тем тяжелее изотопный состав серы (до $\delta^{34}S = +18$), что казалось бы служит доказательством ассимиляции. Однако масс-балансовые расчеты, анализ геологической обстановки при рассмотрении многочисленных интрузивов района позволили Л.Н.Гриненко (1984) сделать вывод о том, что ангидрит не принимал участия в ассимиляции, а тяжелый изотопный сосав серы интрузивов обусловлен накоплением в расплавах на уровне промежуточных камер углеводородов из месторождений нефти и газа, залегающих в венд-кембрийских отложениях Восточной Сибири.

Тем не менее, идея об ассимиляции серы продолжает не только существовать, но и развиваться: полученный тяжелый изотопный состав серы предполагается счет участия в рудообразовании ангидритов вмещающий пород in situ (Li et al., 2009_1; Ripley et al., 2010). В качестве подтверждения этой идеи авторами приводится наблюдающееся изменение размера залежей (и запасов) трех главных месторождений Норильского района в зависимости от положения в разрезе материнских пород (в порядке снижения мощности сплошных руд): Хараелахского, располагающегося в карбонат-ангидритсодержащих отложениях зубовской свиты девона; Талнахского, локализованного выше по разрезу как среди тех же девонских пород, но частично и в терригенно-осадочных породах тунгусской серии (C_2-P_1) и Норильска 1, залегающего полностью среди угленосных отложений C_2-P_1

и субщелочных базальтов ивакинской свиты (Ripley et al., 2003). Однако при рассмотрении не трех, а более (10-15 рудоносных интрузивов) эта корреляция полностью отсутствует. Так, например, Пясино-Вологочанский интрузив, локализованный в тех же породах, что и Хараелахский массив с уникальными сплошными залежами, вообще не содержит жильных руд, а характеризуется присутствием только вкрапленной минерализации. Такое же сопоставление можно провести между интрузивами Норильского рудного узла – Норильском 1 и Норильском 2, которые близки по положению, но существенно отличаются по запасам руд. Эти аналогии можно продолжить.

При рассмотрении процесса ассимиляции базитовыми расплавами ангидрита встает вопрос о механизм его переработки, который до сих пор остается неясен. Доказательствам отсутствия решающей роли ангидрита в контаминации, которое ему придается (Li et al., $2009_{1,2}$; Naldrett, 2009; Ripley et al., 2010), является его высокая термоустойчивость (~1730 K (1400°C), Годовиков, 1983). Возможность растворения его расплавом с *T*=1200°C пока остается сомнительной. Высказывалась также идея о разложении ангидрита (под действием каких факторов? Магматических флюидов?) и дальнейшей его ассимиляцией магмой. Однако для этого требуется переработать огромные объемы ангидрита в непосредственной близости от интрузивных тел, что весьма сомнительно и не находит подтверждения в геологических факторах. Обнаружение зерен ангидрита среди габброидов Талнахского интрузива (Li et al., 2009_{1}), считающееся неоспоримым фактором ассимиляции этого минерала и дальнейшей его кристаллизации из расплава, вызывает много вопросов. Во-первых, не доказана собственно магматическая природа ангидрита в этом случае (например, по изотопному составу кислорода) – переотложенного ангидрита вокруг интрузивов и внутри них в виде прожилков и, может быть, отдельных зерен очень много. Они встречаются не только в массивах с уникальными рудами, но и в слабо рудоносных интрузивах, например, в том же Южно-Пясинском интрузиве (скв. ОВ-36).

Между тем, возникает вопрос, насколько тяжелый изотопный состав серы сульфидов может быть обусловлен только участием ангидрита в процессе образования руд? Так, например, С.Г. Кряжевым (2003) было продемонстрировано, что тяжелый изотопный состав серы в сульфидах был характерен для месторождений Сибири (Енисейский кряж) еще в протерозое, когда никаких ангидритсодержащих толщ еще не существовало. Недавно было показано, что проды, обогащенные тяжелым изотопом серы, появились на Земле, начиная с раннего протерозоя (Farquhar et al., 2010).

Еще одним аргументом против существенной роли ассимиляции в рудообразовании, которая ей придается, является несоответствие изотопного состава серы и стронция в интрузивных породах. Так, для существенно контаминированного Нижне-Таланахского массива установлены повышенные значения радиогенного стронция, (0.709) коррелирующиеся с обогащенностью пород легкими элементами, а именно их обогащенностью литофильными элементами. Однако изотопный состав серы заключенных в них сульфидов близок к мантийному (+1-+3). Напротив, для Таланахского интрузива, образование сплошных руд которого связывается с ассимиляцией большого объема ангидритового материала, типичны низкие значения стронция (^{87}Sr/^{86}Sr – 0.705–0.706) и необогащенные спектры распределения редких элементов, но высокие – δ^{34}S (до +15 ‰).

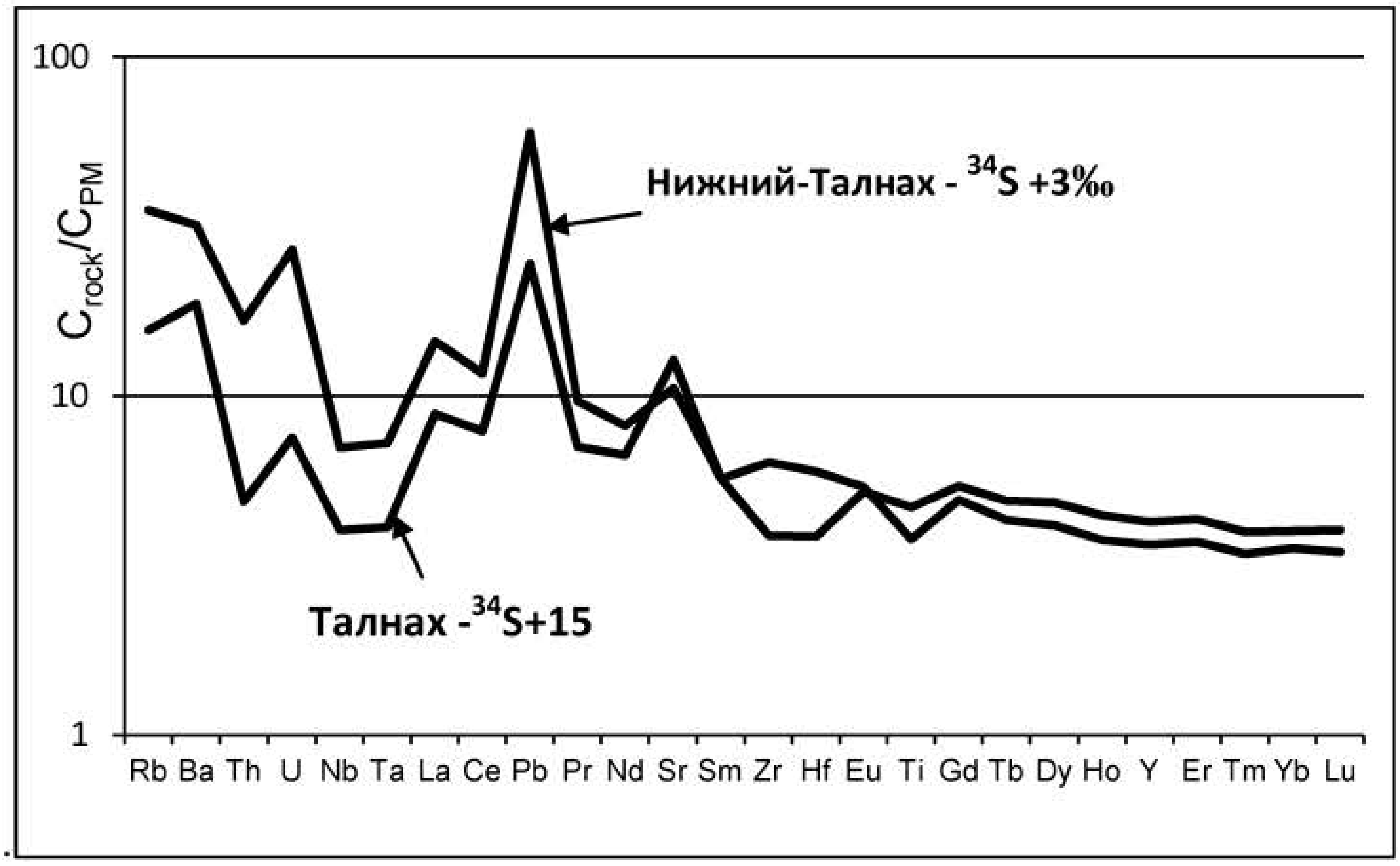


Рис. 6.20. Спектры распределения редких элементов и изотопный состав серы для Талнахского рудносного и Нижне-Талнахского безрудных интрузивов

Невозможность заимствования тяжелой серы из вмещающих пород была продемонстрирована нам на примере Масловского месторождения. Его руды Масловского характеризуются значениями δ^{34}S = 6–11‰ (анализы выполнены в ФГУП ЦНИГРИ С.Г. Кряжевым), в то время как вмещающие их базальты надеждинской свиты обладают более низкими значениями δ^{34}S < +3-+5 ‰ (Ripley et al., 2003): следовательно, последние не могли служить источником тяжелой серы в сульфидах.

Нами впервые был изучен не только изотопный состав серы ангидритов, как это делалось ранее, а получены содержания радиогенных изотопов в ангидритах из девонских пород (табл.6), удаленных от полей проявления магматизма (рудник “Ангидритовый” – Норильская мульда, и из пород северо-восточной части Хараелахской мульды). Наиболее важным является факт низких изотопных значений изотопов стронция в ангидритах, колеблющихся в пределах ^{87}Sr/^{86}Sr = 0.708637– 0.708949, ниже, чем в надеждинских базальтах (до 0.709171; Wooden *et al*., 1993) и породах Нижне-Талнахского интрузива (среднее 0,708958, максимальное 0. 709946, Hawkesworth et al.,1995). Все данные приведены в пересчете на возраст 251 млн. лет). Таким образом, они не могут рассматриваться в качестве контаминантов при образовании указанных магматических пород, как это предполагается. Более того, для изученных образцов характерно также аномальное обогащение радиогенным свинцом (^{206}Pb/^{204}Pb до 2 45 3 ;табл. 6.12) . Это должно было бы сказаться на изотопном составе в различной степени контаминированных

Таблица 6. 12. Изотопный состав ангидритов из девонских отложений Норильского района

№ образца	Ang-1	Ang-2	KC-56/1754
Sm, г/т	0.192	0.654	0.762
Nd, г/т	1.038	3.150	3.482
^{147}Sm/^{144}Nd	0.11184	0.12540	0.13222
^{143}Nd/^{144}Nd	0.512543	0.512573	0.512525
2σ, %	0.000008	0.000005	0.000004
Rb, г/т	0.495	9.749	1.104
Sr, г/т	3848	288.8	1294
^{87}Rb/^{86}Sr	0.00037	0.09768	0.00247
2σ, %	4.78	0.59	2.00
^{87}Sr/^{86}Sr	0.708637	0.708949	0.708926
2σ, %	0.000010	0.000012	0.000017
^{206}Pb/^{204}Pb	20.817	23.310	24.528
2σ, %	0.012	0.014	0.011
^{207}Pb/^{204}Pb	15.635	15.769	15.829
2σ, %	0.012	0.014	0.010
^{208}Pb/^{204}Pb	38.220	39.062	40.478
2σ, %	0.015	0.015	0.012
(^{87}Sr/^{86}Sr)$_t$	0.70863578	0.708600698	0.708917503
(^{143}Nd/^{144}Nd)$_t$	0.512359255	0.512366982	0.512307775
ε_{Nd}	0.866865795	1.017701057	-0.137974556

Примечание. (87Sr/86Sr)t и (143Nd/144Nd)t – соотношения изотопов Sr и Nd пересчитанные на возраст 251 млн.лет. Анализы выполнены во ВСЕГЕИ, аналитик Б.В. Беляцкий магматических пород, однако этого не происходит (фиг.6.21). Таким образом, ассимиляция вмещающих пород в камерах кристаллизации интрузивов либо отсутствовала, либо имела крайне ограниченное распространение и на образование руд не влияла.

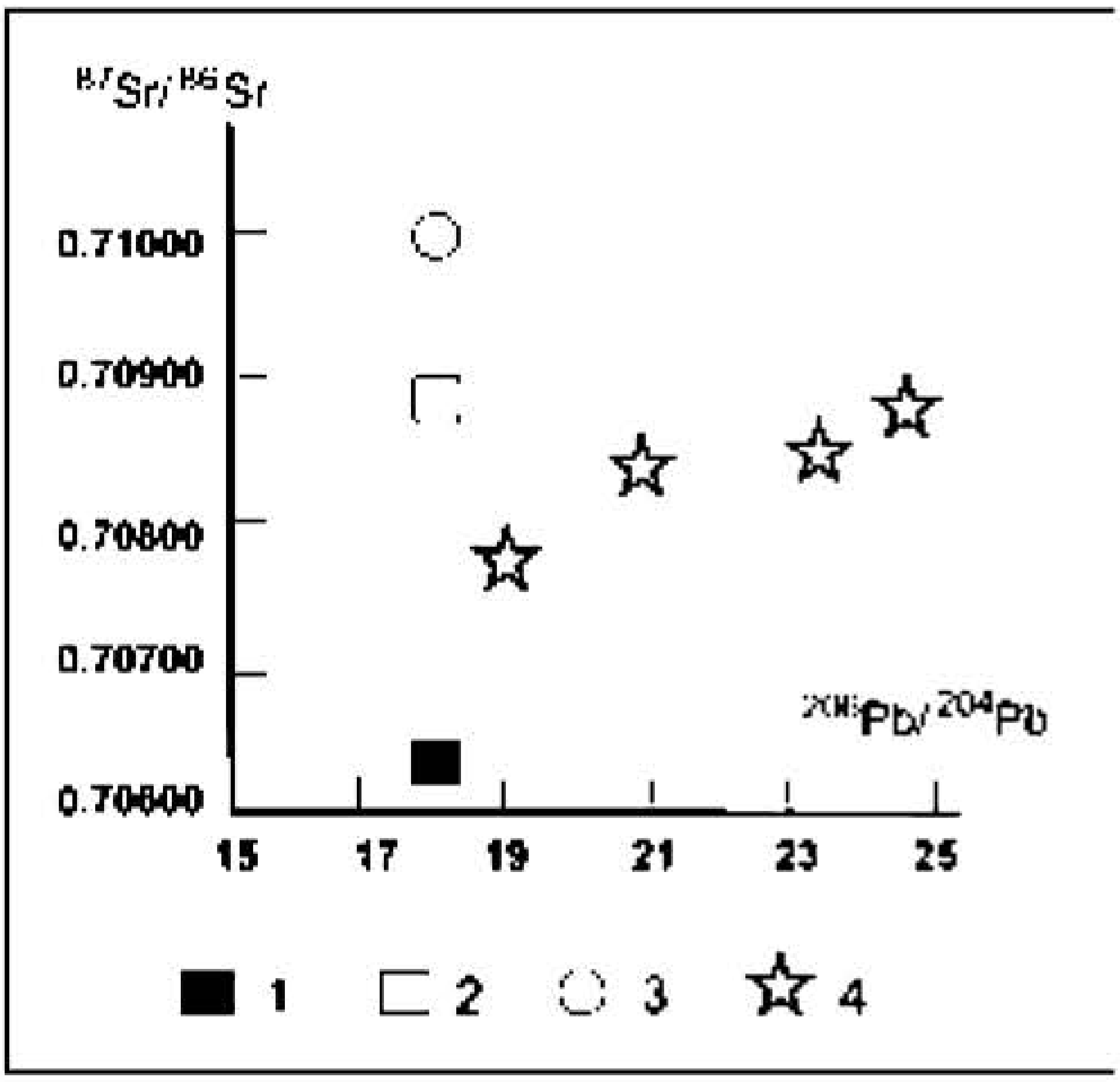


Рис. 6.21. Диаграмма ^{87}Sr/^{86}Sr – ^{206}Pb/^{204}Pb для пород Норильского района

Данные в табл. 6.12. 1 – Норильск 1; 2 – Нижне-Талнахский интрузив; 3 – базальты надеждинской свиты; 4 – ангидрит.

Процесс ассимиляции магмой вмещающих пород должен отражаться на изменении химического и минерального состава интрузивных пород, особенно в приконтактовых зонах массивов. Это отмечается крайне редко и в ограниченных масштабах. Например, в нижней части Хараелахского интрузива (скв. ТГ-21) появляются в эндоконтакте кварцевые нориты – результат взаимодействия магмы с вмещающими песчаниками, однако их мощность составляет всего 1-1.5 м, при том что мощность самого интрузива составляет 200 м. В верхних частях массивов породы, называемые контаминированными (габбро-диориты) появляются чаще, но, во-первых, доказательства природы их происхождения не приводятся (это могут быть и продукты дифференциации исходного расплава), а, во-вторых, мощность их также составляет обычно первые метры.

В таком случае наиболее показательным является поведение редких, особенно редкоземельных элементов, которые практически не участвуют в процессе фракционирования (особенно если брать их соотношения). Наиболее наглядно ассимилирование вмещающих пород или его отсутствие должно проявляться в случае контрастных по редкоземельному составу толщ с габброидами.

Для проверки существования и оценки масштабов ассимиляционных процессов в приконтактовых зонах нами был выбран случай близости составов интрузивных и вмещающих пород по главным компонентам – габбро-долеритов и базальтов, но принципиально отличающихся по содержаниям легких редкоземельных элементов: контакт нижненадеждинских лав (обогащенных легкими РЗЭ) с Южно-Масловским интрузивом (с нормальными их содержаниями, табл.6.2 и рис. 6.4). Весьма характерным является La/Sm отношение. В верхнем эндоконтакте самого интрузива вообще не наблюдается влияние вмещающих пород (фиг. 6.22а), а в породах его восточного периферического окончания оно установлено в очень узкой зоне – до 1 м (фиг. 6.22б). В последнем случае процесс контаминации фиксируется также и по распределению меди, которой существенно обеднены рассматриваемые лавы (фиг. 6.22б).

Аналогичная работа проделана нами и для юго-западной части Талнахского интрузива, где он залегает в карбонатных ангидритсодержащих породах. Как следует из рис. 6.23. на контактах и в этом случае не наблюдается изменений содержаний редких элементов, а полученные значения соответствуют чистым габброидам и карбонатным породам. Это же подтверждает распределение в данном разрезе радиоактивных элементов, что отражается в поведении ε_{Nd} и $^{87}Sr/^{86}Sr$ (рис. 6.24), пересчитанных на начальный возраст 251 млн. лет.

В целом средневзвешенные составы интрузивов (особенно по содержаниям редких элементов, см. ниже) очень близки между собой вне зависимости от их положения в стратиграфическом разрезе. Концентрации главных компонентов являются менее показательными, поскольку соотношение отдельных горизонтов в разных частях массивов существенно варьирует – об этом свидетельствует средневзвешенный состав Хараелахского интрузива, рассчитанный только по одному разрезу (скважина ТГ-21), в котором фиксируется маломощный горизонт пикритов. Для получения объективной картины необходимо производить подсчет по ряду скважин, как это сделано для Талнахского массива (Днепровская и др., 1987).

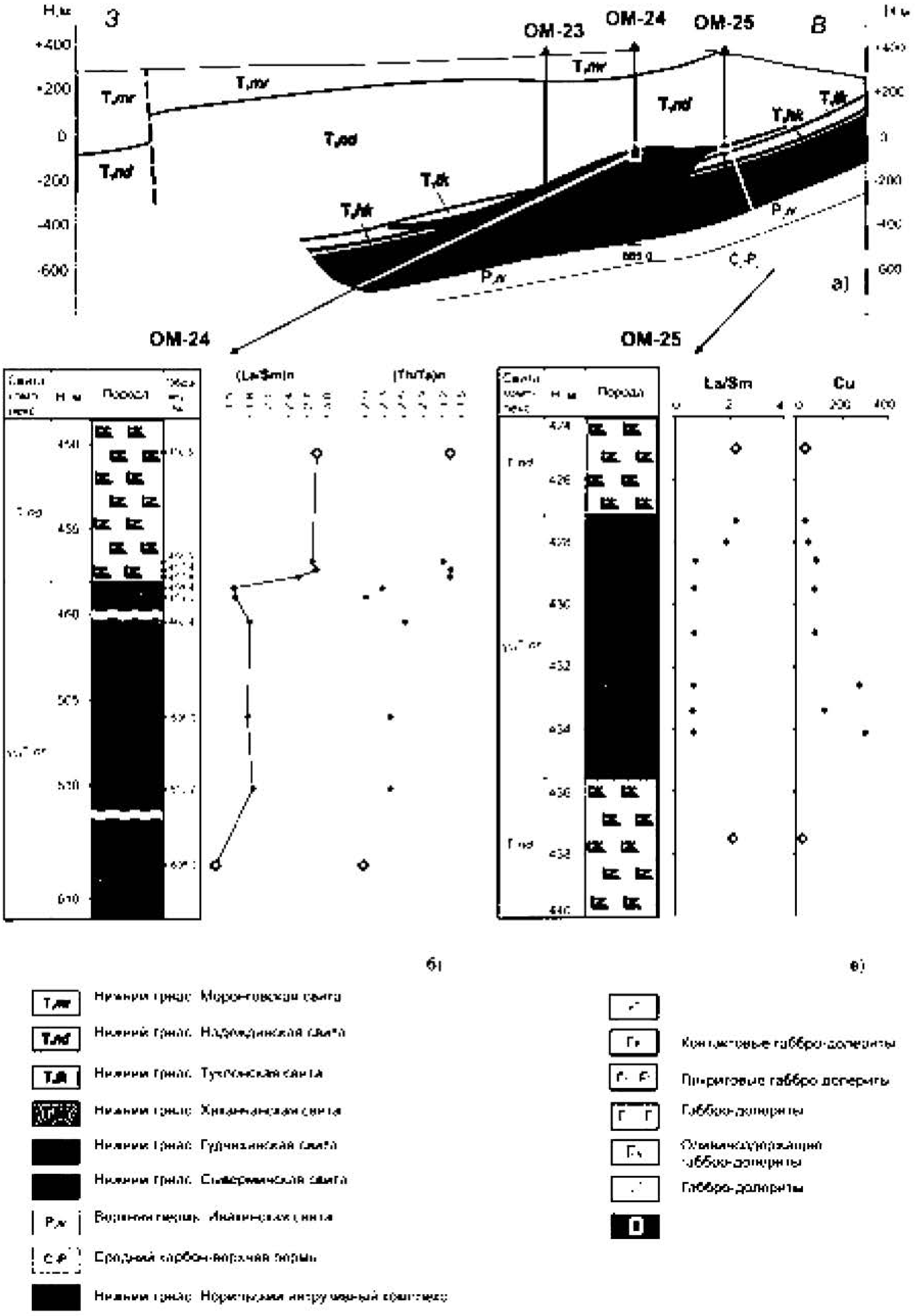

Н, м
З
ОМ-23
ОМ-24
ОМ-25
В
+400
+200
0
-200
-400
-600
T₁mr
T₁nd
T₁tk
P₂iv
C₂-P₂
а)
ОМ-24
ОМ-25
Свита
Н, м
Порода
(La/Sm)n
(Th/Ta)n
La/Sm
Cu
б)
в)
Нижний триас. Моронговская свита
Нижний триас. Надеждинская свита
Нижний триас. Туклонская свита
Нижний триас. Хаканчанская свита
Нижний триас. Гудчихинская свита
Нижний триас. Сыверминская свита
Верхняя пермь. Ивакинская свита
Средний карбон-верхняя пермь
Нижний триас. Норильский интрузивный комплекс
Контактовые габбро-долериты
Пикритовые габбро-долериты
Габбро-долериты
Оливинсодержащие габбро-долериты
Габбро-долериты

Рис. 6.22. Разрез (а) Южно-Масловского месторождения (по материалам ООО «Норильскгеология»; с изменениями)

На врезке (б) показаны вариации отношений элементов, нормированных к примитивной мантии (Hofmann, 1988), для экзо-и эндоконтактовых зон интрузива по скв. ОМ-24 (данные в табл.6.14, линия разреза соответствует линии IX-IX на рис. 6.2). На врезке (с) – изменение отношения La/Sm и содержаний меди в породах силла Южно-Масловского интрузива (белое) и вмещающих (серое) базальтах (Криволуцкая, Рудакова, 2009). 1–7 – вулканогенные породы, свиты: 1– моронговская, 2 – надеждинская, 3 – туклонская, 4 – хаканчанская, 5 - гудчихинская, 6 – сыверминская, 7 – ивакинская; 8 – терригенные породы тунгусской серии, 9 – толеитовые базальты; 10 – габбро-долериты норильского комплекса (T_1nr); 11–15 – габбро-долериты: 11 – контактовые, 12 – безоливиновые, 13 – пикритовые, 14 – оливиновые; 15 – габбро-диориты; 16 – участки разрезов, показанные на врезках б и с.

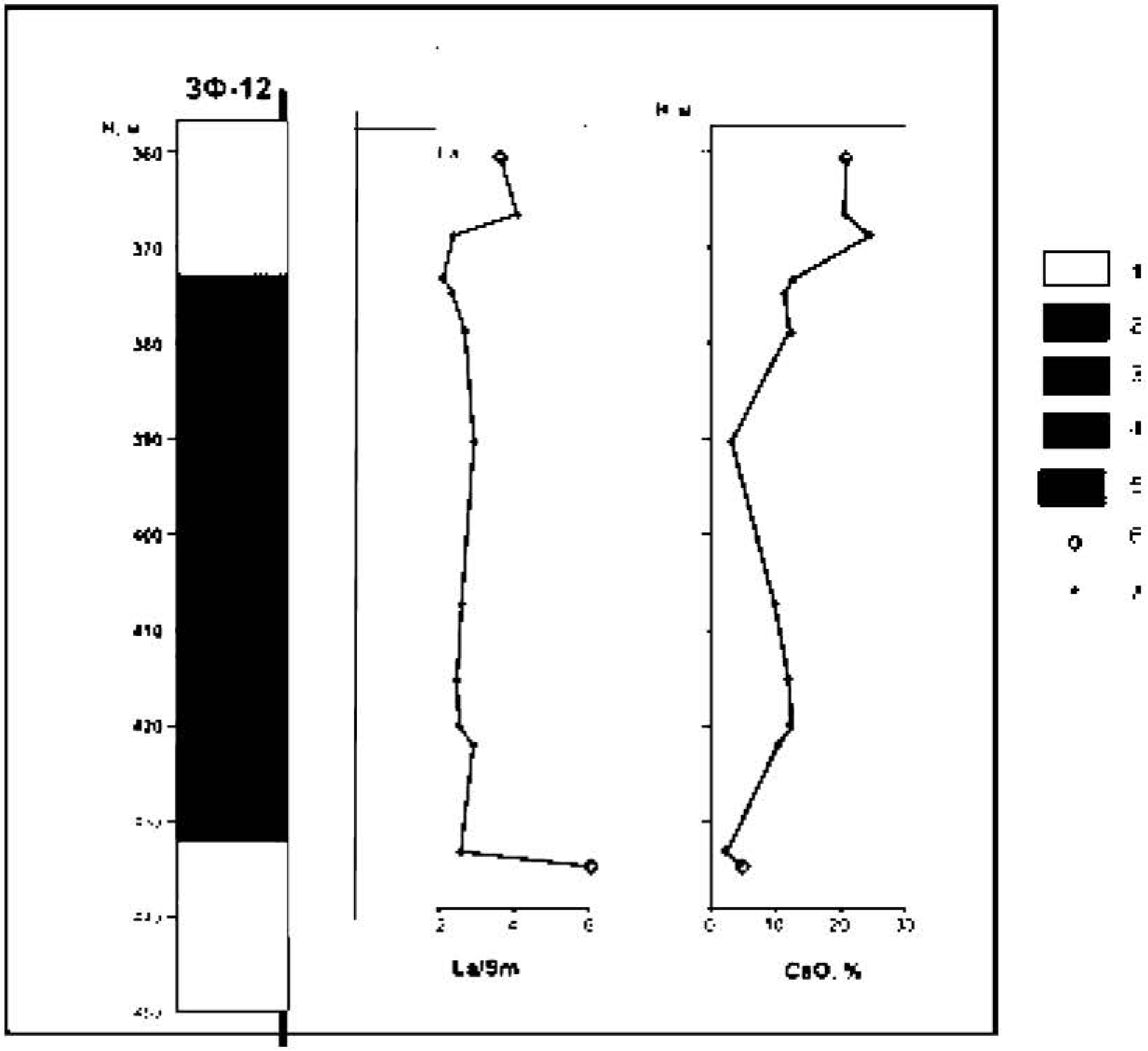


Рис. 6.23. Вариации La/Sm отношения и содержаний CaO в породах Талнахского интрузива и вмещающих его карбонатных пород, содержащих ангидрит по скв. ЗФ-12

1- карбонатные породы, 2-4 – габбро-долериты: 2 – контактовые, 3 – пикритовые, 4 – оливиновые; 5 – сплошные сульфидные руды, 6-7- точки значений: 6- во вмещающих породах, 7 – в габброидах.

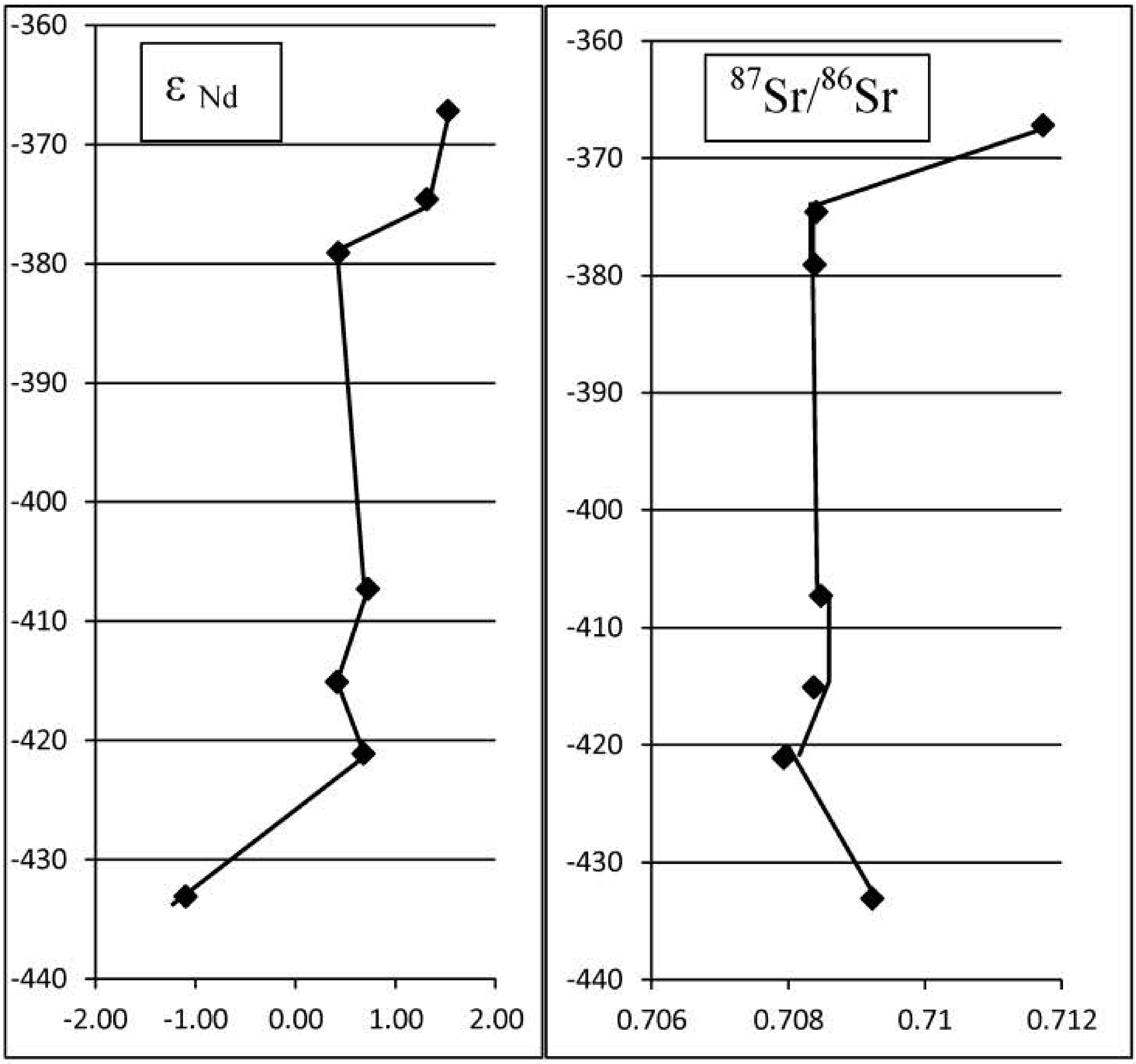


Рис. 6.24.Изменение ε_{Nd} и изотопов стронция в разрезе скв. ЗФ-12, показанной на рис. 6.23. Глубина в метрах соответствует глубине на рис. 6.23.

Таблица 6.13. Изотопный состав пород по скв. ЗФ-12

№ пп	Скв.ЗФ-12, м	Sm, ppm	Nd, ppm	147Sm/144Nd	± t·s	143Nd/144Nd	± t·s
1	367.2	2.12	10.29	0.12433	0.00012	0.512597	0.000015
2	374.6	2.67	9.85	0.16389	0.00016	0.512651	0.000009
3	379.1	3.13	12.11	0.15606	0.00016	0.512593	0.000010
4	407.3	3.60	13.59	0.16015	0.00016	0.512615	0.000015
5	421.1	2.32	9.30	0.15087	0.00015	0.512597	0.000006
6	433.1	8.91	41.5	0.12988	0.00013	0.512472	0.000008
7	415.1	2.54	9.93	0.15482	0.00015	0.512590	0.000008

№ пп	Rb, ppm	Sr, ppm	87Rb/86Sr	± t·s	87Sr/86Sr	± t·s	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$t	(ε Nd)t
1	87.7	42.7	5.951	0.060	0.732883	0.000008	0.7116335	1.53
2	17.18	517	0.0961	0.0010	0.708747	0.000015	0.7084041	1.31
3	21.2	463	0.1323	0.0013	0.708852	0.000011	0.7083793	0.42
4	45.9	485	0.2738	0.0027	0.709450	0.000007	0.7084721	0.72
5	27.9	371	0.2174	0.0022	0.708704	0.000008	0.7079278	0.68
6	11.62	277	0.1213	0.0012	0.709657	0.000010	0.7092243	-1.10
7	25.4	465	0.1581	0.0016	0.708932	0.000010	0.7083674	0.41

Примечание. Анализы выполнены в ГЕОХИ РАН, аналитик А.А.Плечова. t – 251 Ма

Таблица 6.14. Состав пород Масловского интрузива и вмещающих его базальтов

Компоненты, мас.%	ОМ-24/ 450.5	ОМ-24/ 456.9	ОМ-24/ 457.4	ОМ-24/ 457.8	ОМ-24/ 458.4	ОМ-24/ 459	ОМ-24/ 460.4	ОМ-24/ 506.2	ОМ-24/ 510.2	ОМ-24/ 608
	nd_1	nd_1	nd_1	nd_1	Масл.	Масл.	Масл.	Масл.	Масл.	Масл.
SiO_2	51.24	48.32	51.89	50.65	49.46	49.39	52.28	55.28	53.05	46.29
TiO_2	0.48	0.91	0.93	0.76	1.03	0.85	0.93	1.75	1.91	2.75
Al_2O_3	14.12	12.63	13.74	11.98	15.66	18.80	14.12	13.07	12.51	12.72
FeO	10.09	10.66	9.24	8.53	9.73	9.42	9.41	13.79	15.87	19.57
MnO	0.15	0.19	0.11	0.17	0.17	0.13	0.14	0.29	0.32	0.27
MgO	6.96	8.58	5.04	5.56	7.68	7.59	5.28	3.02	2.42	5.55
CaO	9.15	7.71	10.54	17.50	12.83	12.00	9.24	5.06	6.60	10.31
Na_2O	2.36	2.84	2.10	2.23	2.12	2.16	2.43	3.92	3.14	2.21
K_2O	0.90	1.38	0.85	0.81	0.31	0.30	1.29	1.55	1.50	0.33
P_2O_5	0.12	0.11	0.12	0.13	0.10	0.08	0.12	0.35	0.51	0.12
Cr_2O_3	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.03	0.01	0	0.01	0.05
П.п.п.	3.99	4.92	4.21	0.83	1.25	0.18	4.3	2.3	2.21	1.15
Сумма	99.57	98.27	98.78	99.16	100.35	100.94	99.56	100.39	100.04	101.3
г/т										
Rb	24.5	45.7	24.5	1.7	3.0	3.1	6.6	43.7	42.2	6.6
Ba	328	295	220	8	89	82	186	465	535	185.86
Th	3.55	3.47	3.55	3.15	1.23	1.15	1.19	3.68	4.26	1.19
U	0.95	0.86	1.05	0.85	0.46	0.42	0.41	1.19	1.43	0.41
Nb	8.26	8.38	8.11	7.74	3.87	4.00	4.29	15.29	15.54	4.29
Ta	0.54	0.55	0.54	0.48	0.27	0.25	0.26	0.93	0.90	0.26
La	17.7	16.7	19.2	13.4	7.3	7.0	7.7	25.0	28.2	7.75
Ce	38.1	36.5	42.2	29.8	17.5	16.7	17.4	54.6	59.2	17.4
Pb	6.84	5.54	3.99	3.60	4.53	4.23	2.78	2.41	9.00	4.27
Pr	4.47	4.29	5.02	3.60	2.34	2.20	2.46	7.38	7.96	2.46
Nd	18.2	16.8	19.7	14.8	10.9	10.1	11.8	34.2	36.6	11.77
Sr	269	103	206	52	196	209	458	168	215	457.83
Sm	3.92	3.76	4.27	3.29	2.98	2.79	3.42	8.75	9.59	3.42
Zr	129	127	126	115	86	83	96	300	320	95.81
Hf	3.28	3.27	3.30	2.93	2.29	2.15	2.53	7.19	8.14	2.53
Eu	1.12	1.03	1.21	1.01	1.09	0.93	1.22	2.53	2.85	1.22
Ti	5518	5267	5347	4740	5881	5524	16469	11434	11577	16469
Gd	4.03	3.65	4.23	3.38	3.63	3.37	4.27	10.11	11.09	4.27
Tb	0.65	0.61	0.69	0.55	0.63	0.57	0.71	1.67	1.80	0.71
Dy	4.08	3.86	4.28	3.57	4.05	3.65	4.78	11.23	11.97	4.78
Ho	0.85	0.82	0.91	0.73	0.87	0.79	0.99	2.29	2.45	0.99
Y	20.8	19.3	21.1	17.8	20.6	19.3	27.0	62.0	68.1	27.04
Er	2.34	2.22	2.46	2.01	2.40	2.20	2.91	6.85	7.13	2.91
Tm	0.36	0.35	0.37	0.30	0.35	0.34	0.42	1.00	1.06	0.42
Yb	2.24	2.22	2.25	1.92	2.25	2.14	2.83	6.87	7.18	2.83
Lu	0.35	0.33	0.34	0.28	0.34	0.33	0.42	1.01	1.07	0.42

Таким образом, если для серы признается внешний источник при формировании руд, то источником цветных и благородных металлов в рудах является сам расплав, хотя иногда высказываются и альтернативные точки зрения (Покровский и др., 2005). Однако при этом вопрос об обогащенности норильских руд платиновыми металлами по сравнению с другими медно-никелевыми месторождениями мира остается нерешенным.

В заключение следует отметить, что богатые Pt-Cu-Ni сульфидные руды района связаны с массивами норильского типа, образованными в посленадеждинское время в результате самостоятельного магматического импульса. Степень рудоносности массива (рудопроявление, бедное, богатое или уникальное месторождение) не отражается на петро-геохимических особенностях интрузивных пород: средневзвешенной магнезиальности, содержаниях и распределении редких элементов и их изотопном составе (Sr, Nd, Pb).

Отсутствие корреляции между химическим (Cu/Ni, Pd/Pt, Cu+Ni/PGE, PGE/S), минеральным составом руд (соотношение главных рудообразующих, второстепенных и редких сульфидов, минералов платиновой группы) и составом силикатной составляющей интрузивов (Mg#) , а также проявление процессов ассимиляции только в узких приконтактовых зонах in situ, свидетельствует о том, что магмы при образовании норильских месторождений выполняли, главным образом, транспортирующую роль по отношению к сульфидам, сконцентрированным на предыдущих этапах развития региона в пределах нижней коры.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ. Интерпретация полученных результатов: вероятные источники магм и процессы рудообразования

Особое место норильских рудоносных интрузивов среди обширного класса магматических Pt-Cu-Ni месторождений (положение в пределах трапповой провинции; молодой возраст; огромная мощность руд, приуроченных к маломощным интрузивным телам) привлекает внимание многочисленных исследователей на протяжении более пятидесяти лет. Огромная роль, которую сыграло в мировой экономике открытие Талнахских месторождений, до сих пор ставит перед геологами вопросы о происхождении подобных руд, ответы на которые помогут более рационально вести поиски таких уникальных объектов.

Однако несмотря на длительную историю изучения Норильских месторождений, многие вопросы их формирования остаются нерешенными до настоящего времени. Главным из них является вопрос о механизмах концентрирования металлов в виде уникальных месторождений, учитывая малые объемы силикатного расплава по сравнению с сульфидными залежами. Попытки объяснения этого феномена делались неоднократно. Одни исследователи связывали необычное строение месторождений с их образованием из особых рудоносных магм, другие – с формированием из толеитовых расплавов в ходе его длительного течения к поверхности. Почти во всех генетических построениях важная роль отводилась процессам ассимиляции пород, особенно ангидритов, которые обеспечивали систему серой. Существенное значение придавалось и флюидному режиму, который мог являться основным или дополнительным фактором в концентрировании полезных компонентов в рудах.

Наиболее принципиальным является вопрос о формировании месторождений в условиях открытой или закрытой магматической системе, поскольку он автоматически исключает часть предложенных механизмов концентрирования металлов. Вопрос о взаимоотношениях лав и интрузивов в Норильском районе возник еще в 4 0годах прошлого столетия. Согласно представлениям М.Н. Годлевского (1959) и его последователей (Лихачев, 1965, 1996, 2006; Дюжиков и др. 1988) интрузивы норильского комплекса внедрились как самостоятельные образования, не связанные с лавами. В последующие годы (Радько, 1991; Naldrett, 1992) было высказано предположение о рудоносных интрузивах как части единой трапповой магматической системы, в которой современные интрузивные камеры рассматриваются как горизонтальные проводники для лав на поверхность. Каждая из предложенных концепций имеет свои достоинства и недостатки, анализ которых выполнен в данной работе.

На основании изученных геологических взаимоотношений базальтов и интрузивов норильского комплекса, а также сопоставления их петро-геохимических особенностей (6–7 мас. % MgO в вулканитах по сравнению 10–12 в интрузивах пониженные содержания титана и La/Yb отношения в породах норильского комплекса), и изотопного состава (главным образом, серы - $\delta^{34}S$ = + 1– +5 и до 18 ‰ соответственно в базальтах и интрузивах) сделан вывод об отсутствии комагматичных рудоносным интрузивам вулканитов и об образовании массивов в результате самостоятельного магматического импульса в посленадеждинское время. Менее доказанным является внедрение пород норильского комплекса в постморонговское время, а, возможно, даже после образования всей вулканической толщи (Malich et al., 2010; Иванов, 2011). Однако это положение требует дальнейших исследований.

Во многом разногласия по поводу исходной магмы для магматических пород района и формирования месторождений связаны с различными подходами к их оценке (как средневзвешенные составы массивов, параллелизация с наиболее магнезиальными породами интрузивов или их боковых силлов и т.д.). Нами впервые в широком масштабе применен новый подход к оценке расплавов, сформировавших магматические породы – изучение расплавных включений в ранних ликвидусных фазах (оливинах и пироксенах). Эти исследования позволили оценить напрямую содержания главных, редких и летучих компонентов в магмах. В частности, для рудоносных массивов было продемонстрировано, что они были сформированы из расплавов повышенной магнезиальности (до 8% MgO), расплав содержал интрателлурические вкрапленники оливина и плагиоклаза и имел коровые характеристики – отрицательную Ta-Nb и положительную Pb аномалиии не содержал повышенных концентраций цветных металлов. Флюидная составляющая представляла собой водный раствор с низкими содержаниями CO_2 и хлора (0.2 мас.%), воды (0.5-0.7 мас.%). Учитывая железистый состав оливина даже в высокомагнезиальных породах провинции (Fo_{83}), представляется, что сформировавшие их расплавы не были в равновесии с перидотитовым источником в равновесии, а представляют собой кумулятивные образования толеитовых магм, близких по характеристикам к породам коры ($\varepsilon Nd = 0 \pm 1.5$; $^{87}Sr/^{86}Sr = 0.706 \pm 0.1$)

Как правило, указанные выше характеристики пород обычно объясняются контаминацией мантийных расплавов коровым материалом как на глубине, так и на месте кристаллизации, что играет решающую роль в образовании сульфидных руд (Lightfoot et al., 1993; Naldrett, 1992; Li et al., 2009). Однако на примере изучения контактовых зон интрузивов с вмещающими породами (распределение главных и редких элементов) и изотопного состава тех, и других (Nd, $^{87}Sr/^{86}Sr$, $\delta^{34}S$) нами не найдены признаки существенной контаминации in situ. Вопрос этот был поставлен еще в начале 1950-годов, в связи с поисками источника серы в норильских рудах. Наиболее естественным решением представлялась ассимиляция расплавами сульфатсодержащих пород, поскольку мощные прослои ангидрита широко распространены в Норильском районе. Однако впервые полученные данные по радиогенным изотопам ангидрита в породах не позволяют его рассматривать в качестве источника серы для норильских руд. Независимость средневзвешенных составов интрузивов от положения их в стратифицированном разрезе (известняки, песчаники, базальты) также служит подтверждением отсутствия ассимиляции на уровне камер кристаллизации. Доказательства ассимиляции магмами материала при их движении к поверхности не приводятся в литературе. Еще Л.Л. Перчук (1973) показал, что магмы при своем движении скорее воздействуют на породы, чем ассимилируют их. Это достаточно убедительно показано О.П.Полянским и В.В Ревердатто (2006) на примере внедрения трапповых силлов в углеводородсодержащие толщи: в результате теплового воздействия внедряющейся магмы углеводороды не усваивались ею, а отгонялись от камеры кристаллизации.

Таким образом, вполне вероятным представляется коровое происхождение серы, но не из ангдиритсодержащих пород, а из иных источников. Например, мобилизация сульфидов из пород нижних частей коры. Как отмечалось, породы, обогащенные тяжелым изотопом серы, появились на Земле, начиная с раннего протерозоя (Farquhar et al., 2010). Теоретически такие сульфиды могли быть ремобилизованы родоначальными расплавами и транспортированы на место рудоотложения. Такое двухступенчатое образование сульфидов является более эффективным концентратором и металлов, чем одноактный процесс. Не исключено также, что дополнительное изменение изотопного состава серы могло осуществляться и при кристаллизации сульфидных залежей. Фракционирование изотопного состава серы в сульфидном расплаве было установлено при его разделении на существенно медную и пирротиновую части (Коваленкер и др., 1974; Лихачев, Стрижов, 1977). Вполне вероятно, что в огромных объемах сульфидных расплавов, которые существуют в природе (1-2 км^3), такие явления могут иметь важное значение, и именно они определяют размер изотопного сдвига в сульфидной системе (что в настоящий момент не может быть проверено экспериментально). В качестве определенного свидетельства возможности проявления этого процесса в природе можно рассматривать установленную прямую корреляцию между содержаниями тяжелого изотопа серы и размером месторождений (Grinenko, 1985). При этом не исключается возможность существования тяжелого сульфида в мантии, что предполагалось А.А. Лихачевым ( ) и что частично подтверждается изотопными данными по базальтам (Ripley et al., 2003): самые высокие значения $\delta^{34}S$ из всех свит установлены для примитивных гудчихинских пикритов - +8.

Рассмотренные выше минералого-геохимические данные о составах пород и ограниченности ассимиляционных процессов свидетельствуют о том, что родоначальные расплавы, сформировавшие породы туфо-лавовой толщи главной фазы вулканизма (начиная с туклонской свиты) и интрузивы, имели скорее нижнекоровую, чем мантийную природу. Об этом свидетельствует ряд факторов.

Во-первых, низкая магнезиальность основного объема базальтов и интрузивов (Mg# = MgO/(MgO+FeO) x100 = 37–38) по сравнению с мантийными магмами, где этот показатель должен быть ≥ 50. Во -вторых, высокомагнезиальные породы провинции, характеризующиеся более высокими показателями (Mg# 55 –57 – пикритовые базальты туклонской свиты и 59–63 – надеждинской свиты, 56–57 – пикритовые габбро-долериты (Криволуцкая и др., 2005)) при условии их образования из перидотитового источника должны содержать высокомагнезиальный оливин (>Fo_{90}; Rudnick, Gao, 2003). Однако содержание форстеритовой составляющей в оливинах из этих пород не превышает 80 мол. % (Соболев и др., 2009$_1$), что свидетельствует скорее всего об их кумулятивной природе. В качестве альтернативного варианта был предложен смешанный перидотит-пироксенитовый источник первичных магм, сформировавших эти породы (Соболев и др., 2009a). Но учитывая стабильное существование Сибирского кратона с конца неопротерозоя, представляется проблематичным сохранение в конвектирующей мантии пироксенитов как продуктов взаимодействия палеоокеанической коры с перидотитами (Sobolev et al., 2005) в течение 400 млн. лет.

Определение состава нижней коры представляет собой непростую задачу. Оно осуществляется на основании анализа: 1) редких выходов на поверхность слагающих ее пород; 2) ксенолитов, вынесенных различными по составу мантийными магмами; 3) геофизических данных. Предполагалось (Rudnick, Fountain, 1995; Богатиков и др., 2010), что нижняя кора состоит, главным образом, из основных и ультраосновных пород, но, учитывая высокую степень неоднородности, средний состав ее может быть близок и к андезитам (Rudnick, Gao, 2003; табл. 3.1). Первый из приведенных этими авторами составов имеет сходство со “средним” траппом и модельным расплавом Талнахского интрузива (табл.3.1). Содержания редких элементов для сопоставления с рудоносными интрузивами, приводятся для второго состава (табл. 3.2), рекомендованного в качестве эталона. Как следует из фиг. 3.1, концентрации редких элементов в породах норильского комплекса, полностью совпадают с таковыми для пород нижней коры (за исключением

Таблица 3.1. Средневзвешенный состав интрузивов норильского комплекса и нижней коры (мас.%)

Массив	Хараелахский	Талнахский			
Скважина	ТГ-21	КЗ-1799	ОУГ-2	среднее (29 скв.)	модельный расплав
Компонент, мас.%	1	2	3	4	5
SiO_2	46.47	47.47	48.76	48.3	49.44
TiO_2	0.75	1.11	0.88	0.85	1.2
Al_2O_3	17.92	14.11	14.9	15.33	15.44
FeO	9.47	12.33	11.08	12.34	11.43
MnO	0.17	0.22	0.2	0.19	0.22
MgO	7.03	11.54	10.52	10	8.06
CaO	16.99	10.22	10.04	10.45	11.53
Na_2O	1.43	1.91	2.05	1.86	1.82
K_2O	0.64	0.56	0.65	0.58	0.69
P_2O_5	0.09	0.12	0.18	0.2	0.19
Cr_2O_3	0.07	0.13	0.14	0.1	

Окончание таблицы 3.1

Норильск 1		Микчангдинский	“Средний трапп”	Нижняя кора	
Г-22	среднее (54 скв.)	МД-48			
6	7	8	9	10	11
47.16	46.19	47.71	49.43	49.6	53.4
0.79	0.74	0.91	1.51	1.33	0.82
15.36	15.53	13.3	15.67	16.4	16.9
12.17	13.44	12.66	12.88	12	8.75
0.2	0.15	0.18	0.19	0.22	0.1
12.04	11.36	13.42	6.31	8.72	7.24
10.6	10.33	9.47	10.91	10.1	9.59
0.97	1.32	1.79	2.22	1.43	2.65
0.39	0.69	0.45	0.75	0.17	0.61
0.09	0.25	0.1	0.13		0.1
0.23					

Примечание. Средневзвешенные составы рассчитаны по данным: 1 – неопубликованные данные автора; 2 – Czamanske, Zen'ko, 1994; 3,5 – Криволуцкая и др., 2001_1; 4 – Днепровская и др., 1987; 6 – Криволуцкая, Рудакова, 2009; 7 – Годлевский, 1959; 8 – Криволуцкая и др., 2009; 9 – Кутолин, 1972; 10 – Rudnick, Fountain D.M., 1995; 11 – Rudnick, Gao, 2003.

урана). Изотопные характеристики рудоносных интрузивов ($^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0,705–0,706 и εNd = –2) также соответствуют нижнекоровым. Таким образом, по составу породы нижней коры вполне вероятны в качестве источника норильских магм. Остается открытым вопрос о возможности ее плавления.

Таблица 3.2. Средневзвешенные содержания редких элементов в массивах Норильского района и в нижней коре (ppm)

Массив	Хараелах	Талнах	Норильк 1	Микчангдинский	Нижняя
Скважина	ТГ-21	ОУГ-2	Г-22	МД-48	кора
Элемент, г/т	1	2	3	4	5
Rb	23	20	18	9	11
Ba	134	222	100	111	259
Th	1.29	1.16	0.93	0.84	1.2
U	0.50	0.47	0.35	0.31	0.2
Nb	4.32	3.77	3.65	3.39	5
La	6.37	7.29	4.97	6.42	8
Ce	14.6	16.5	11.9	14.3	20
Pr	1.87	2.28	1.57	1.96	2.4
Nd	8.39	10.22	7.29	9.35	11
Sr	224	262	259	212	348
Sm	2.12	2.66	2.05	2.61	2.8
Zr	64	77	59	69	68
Hf	1.65	2.11	1.55	1.83	1.9
Eu	0.79	0.99	0.71	0.88	1.1
Ti	4065	6404	4220	5686	4916
Gd	2.38	3.64	2.40	3.27	3.1
Tb	0.41	0.60	0.41	0.54	0.48
Dy	2.72	3.85	2.81	3.69	3.1
Ho	0.62	0.82	0.64	0.77	0.68
Y	18	23	19	21	16
Er	1.66	2.29	1.72	2.23	1.9
Tm	0.25	0.34	0.26	0.32	0.24
Yb	1.58	2.15	1.63	2.19	1.5
Lu	0.24	0.33	0.24	0.32	0.25

Примечание. Содержания элементов рассчитаны по: 1–2 – неопубликованные данные автора, 3 – Криволуцкая, Рудакова, 2009; 4 – Криволуцкая и др., 2009; 5 – Rudnick,Gao, 2003.

Можно предположить два варианта: 1) под действием плюма, 2) в результате пока не изученных процессов.

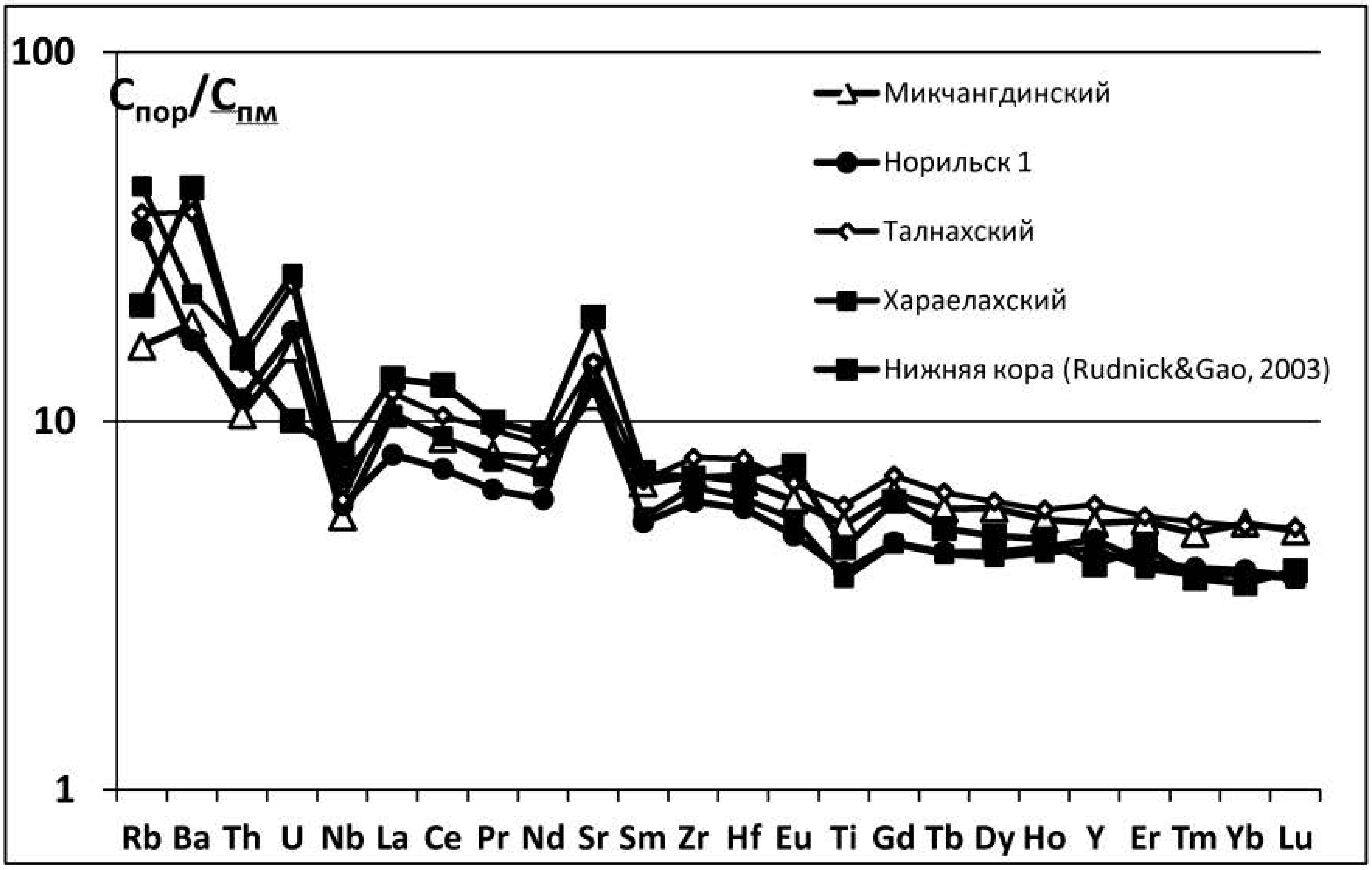


Рис. 3.1. Спектры распределения редких элементов в рудоносных интрузивах и породах коры

В частности, в последние годы с помощью современных геофизических методов обнаружено сложное строение границы Мохо (М) под континентами. Она характеризуется тонкой расслоенностью (мощность отдельных слоев – первые километры). При этом переход от коры к мантии обусловлен не сменой состава пород, а их реологическими свойствами, согласно методам докритических отраженных волн и глубинного сейсмического зондирования (Павленкова, 2006). Кроме того, гравитационные методы свидетельствуют о том, что именно на границе М, а не в подошве астеносферы, наблюдается изостазическая уравновешенность коры. Это еще раз подтверждает наличие реологически ослабленных слоев, по которым возможно течение материала. Большинство исследователей наблюдаемые характеристики пород объясняют их особым состоянием, обусловленным повышенной флюидонасыщенностью (Лобковский и др., 2004).

Роль флюидов в коровых и мантийных процессах подчеркивалась еще Л.Л. Перчуком (1973). В качестве главного механизма плавления вещества он рассматривал именно обогащенность флюидами определенных областей. В последние годы этот процесс часто связывают с пульсационным проникновением в литосферу, в том числе и в нижнюю кору, летучих компонентов из мантийных плюмов. В результате физико-химического взаимодейтсвия флюидов с породами (смачивания, адсорбции, хемосорбции) могут меняться прочностные и реологические свойства последних (в том числе и транспортирующие параметры за счет снижения свободной поверхностной энергии твердой фазы – эффект Ребиндера; Траскин, Скворцова, 2006), что может способствовать резкому накоплению летучих и приводить к плавлению вещества коры.

Одним из возможных механизмов образования магматических очагов в пределах нижней коры также является процесс андерплейтинга – подслаивания земной коры мантийным материалом – за счет проникновения базальтовых магм в нижнюю часть коры и способного служить дополнительным источником тепла для плавления пород.

Таким образом, сочетание ряда факторов: близкое к расплавленному состояние вещества, проникновение флюидов и магм из поднимающегося мантийного плюма, рост напряжений в литосфере, вызванный его подъемом (в том числе и непосредственно к границе Мохо), могут приводить к формированию протяженных по латерали (в сотни километров, как установлено сейсмическими исследованиями) горизонтальных очагов базальтового магматизма в нижней части континентальной коры в ослабленных зонах. Однако разработка механизма плавления требует специальных исследований, выходящих за рамки данной работы.

Плавление нижней коры более логично, чем процесс ассимиляции коровым материалом мантийных магм, объясняет следующие геологические факты.

1. Появление однородных потоков лав на огромных территориях (например, надаянский покров толеитовых плагиопорфировых базальтов в верхней части моронговской свиты, с площадью 48 000 км^2 (Старосельцев, 1989)), поскольку масштабы контаминации в природе до сих пор не определены: не проводилась оценка и периода времени, необходимого для унификации всех характеристик вновь полученного расплава в результате взаимодействия его с вмещающими породами или при смешении разных расплавов. Возможен ли такой процесс при отмечающейся многими авторами высокой скорости образования всей туфо-лавовой толщи Сибирской платформы?

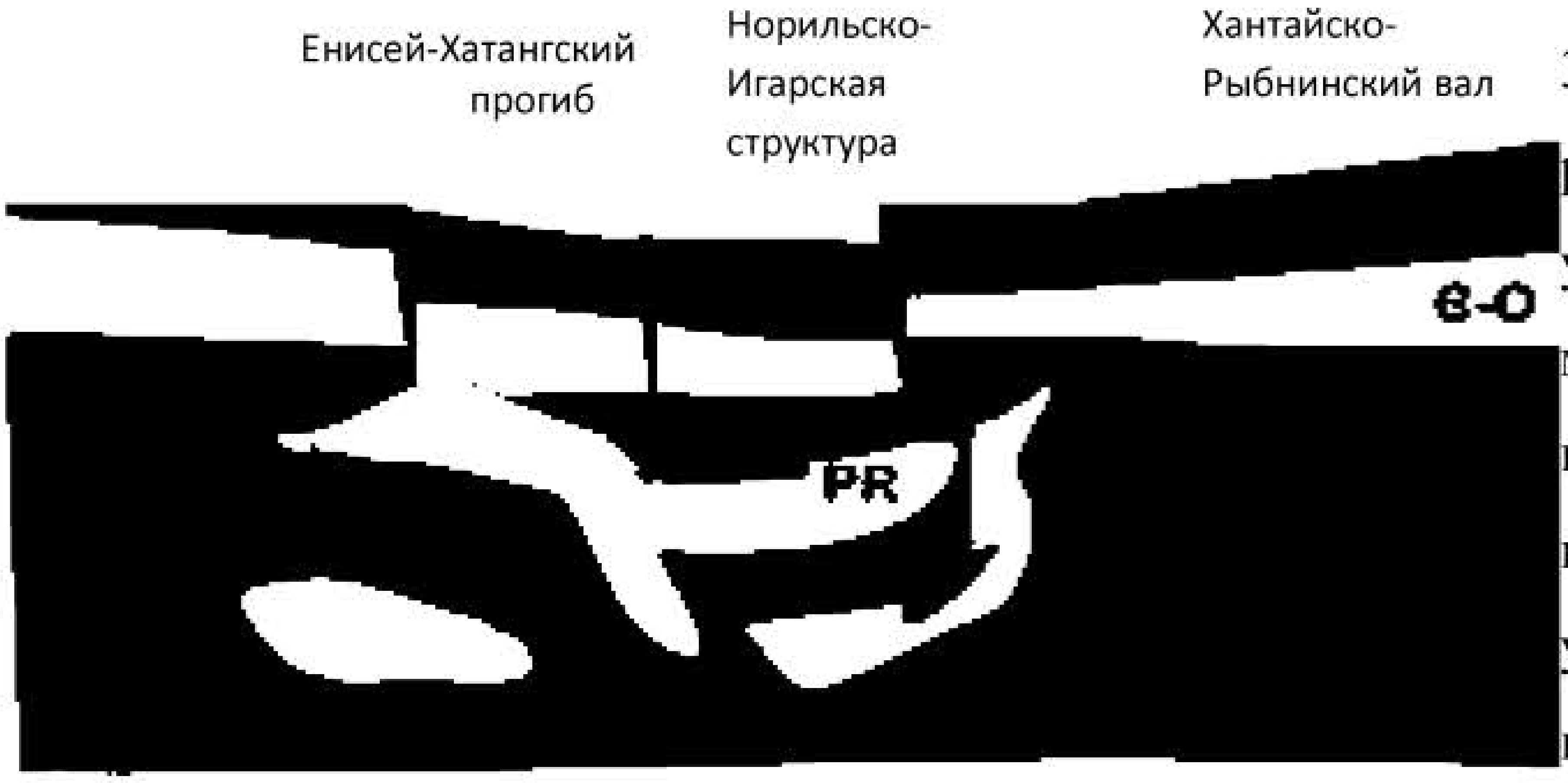
2. Отсутствие сульфидов в базальтах всех свит. При общем унифицированном механизме контаминации мантийных магм, приводящем к появлению сульфидов, часть

их, несомненно выносилась бы на поверхность. И в ряде случаев мы имели бы если не месторождения, то зоны минерализации или просто лавы, обогащенные сульфидами. Тем не менее, вуканогенные породы «стерильны» в отношении сульфидных минералов, содержания и размеры их крайне малы.

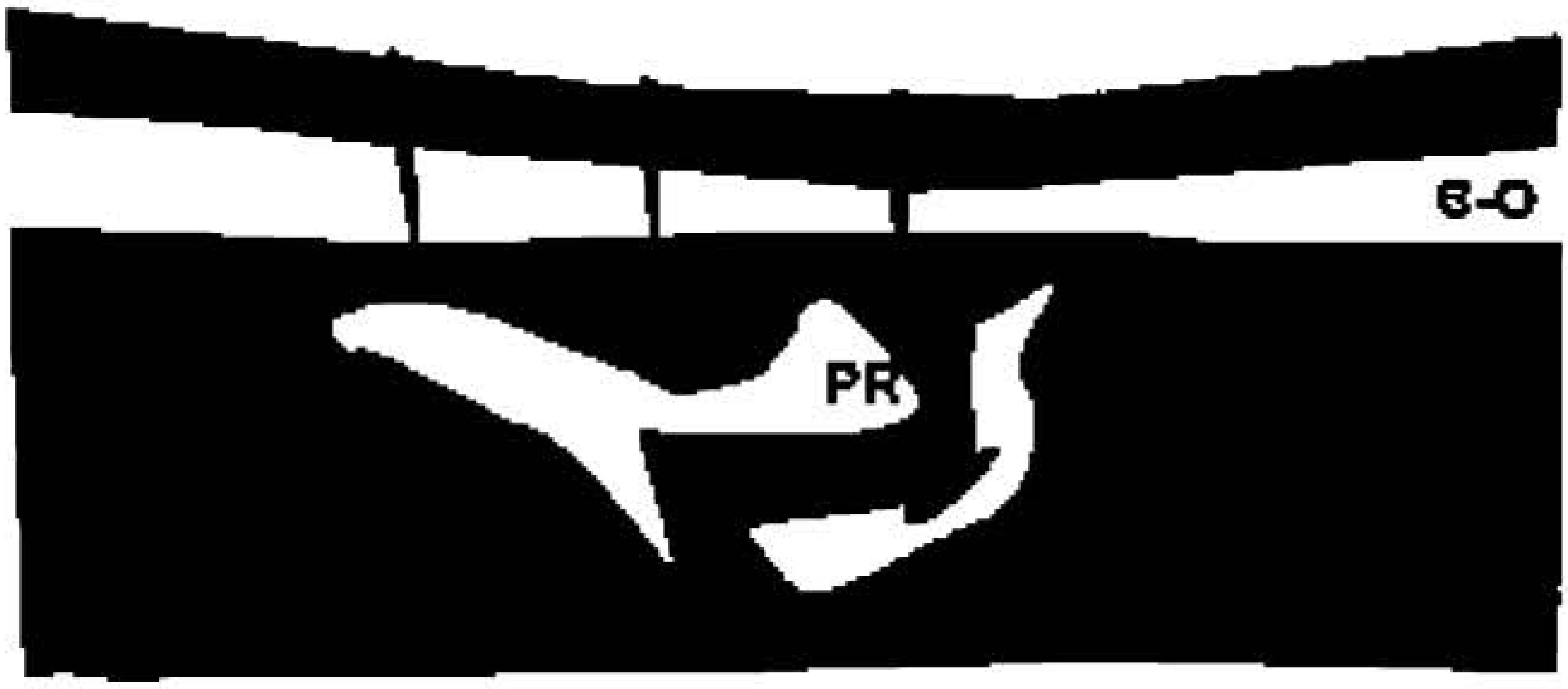
3. Если бы процесс контаминации корового материала магмами был широко распространен, то мы имели хотя бы редкие рудопроявления, месторождения в разных областях Сибирской платформы, тем более, что многочисленные силы долеритов на ее юге составляют до 50 % объема магматических образований, и в большом количестве выходят на поверхность, что существенно облегчает выявление месторождений по сравнению с северной частью платформы. Однако до сих пор сульфидные руды там не обнаружены.

Избирательная рудоносность определенных зон земной коры определяется особым их строением и развитием. Возникновение уникальных месторождений в этом случае можно интерпретировать как плавление уже обогащенного сульфидами субстрата, накопление металлов в котором скорее всего происходило в несколько стадий (рис. 3.2, 3.3), включающих (I) как первичное их образование и возможное концентрирование под действием метаморфических процессов в длительно развивающихся рифтовых структурах в домезозойское время, что отмечалось многими исследователями (Дюжиков, 2002; Горбунов и др., 2011; Додин и др., 2011, Петров и др., 2011), (II) так мобилизацию и транспортировку расплавами в раннемезозойскую эпоху. Отсутствие взаимосвязи геохимических характеристик расплавов с оруденением может объясняться преимущественно транспортирующей ролью магм. Возможность транспортировки больших объемов (до 10%) сульфидного расплава в виде мелких капель расплавами была продемонстрирована экспериментально (Лихачев, 1987).

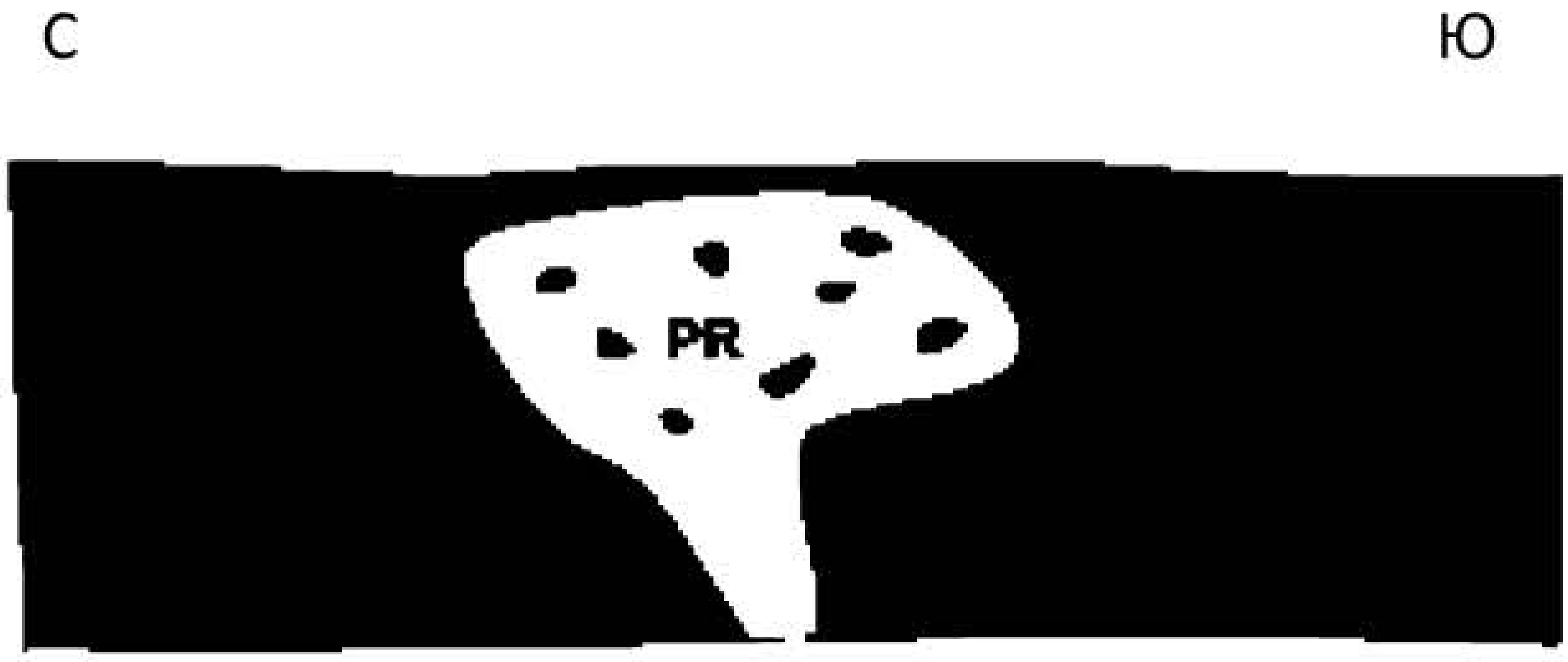
При этом важную роль в накоплении ЭПГ в рудах могла иметь длительность пути сульфидов от источника до камеры кристаллизации (более 40 км), во время которого более эффективно действовал механизм их обогащения платиноидами, предложенный А. Налдреттом (1992), чем при их образовании и перемещении только в условиях платформенного чехла (1-2 км). Вполне вероятно, что именно этим фактором объясняется высокая платиноносность норильских руд относительно руд других Cu-Ni месторождений мира, ассоциирующих с PR массивами в фундаменте платформ. Также существует вероятность первичного обогащения источника плавления платиновыми и цветными металлами, поскольку в фундаменте платформы и нижних слоях чехла существуют стратиформные месторождения меди и платиноидов.



3.Дальнейшее развитие рифтовой системы и усиление метаморфических процессов, внедрение новых ультрабазитовых комплексов в этой зоне

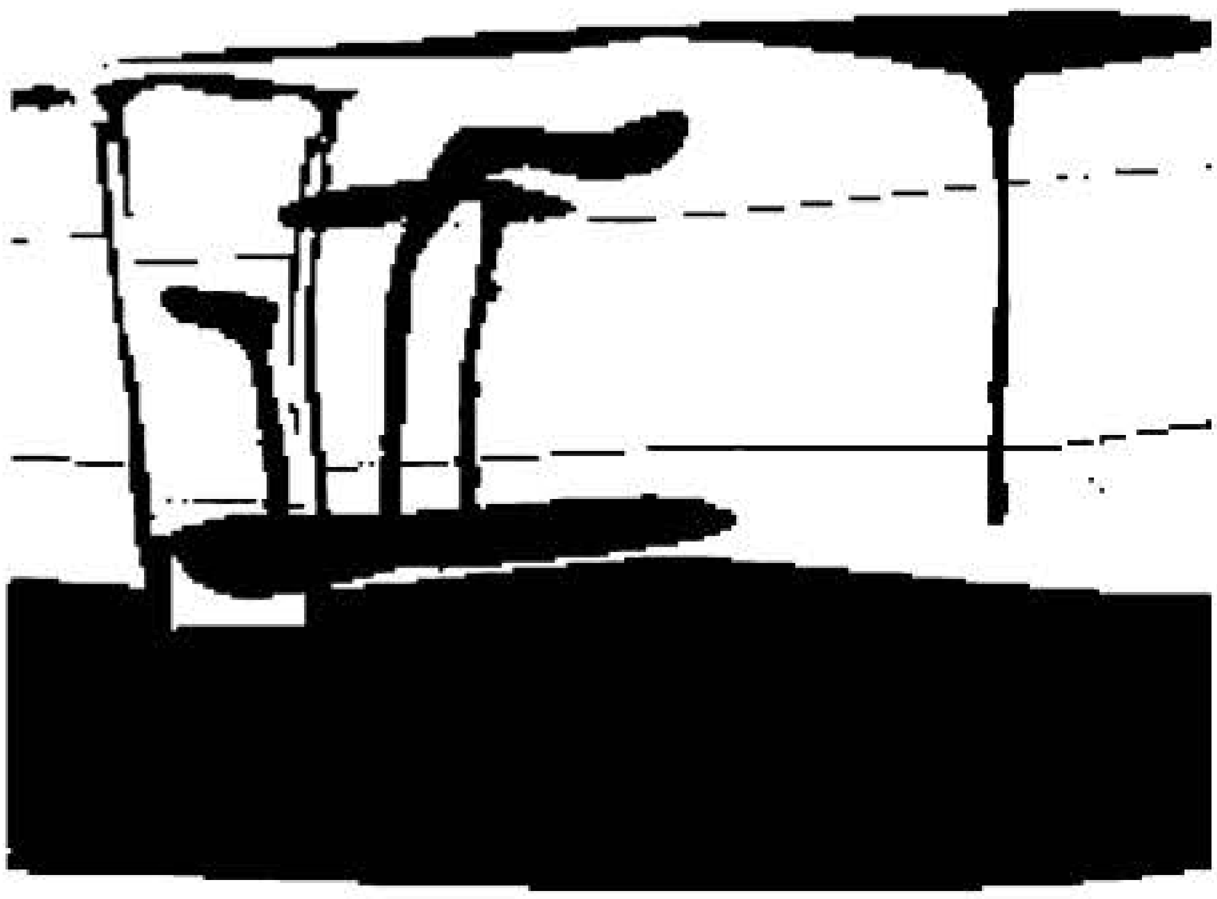


2.Образование осадочного чехла, заложение рифтовой системы, метаморфизм пород коры с переотложением сульфидного вещества в виде жил

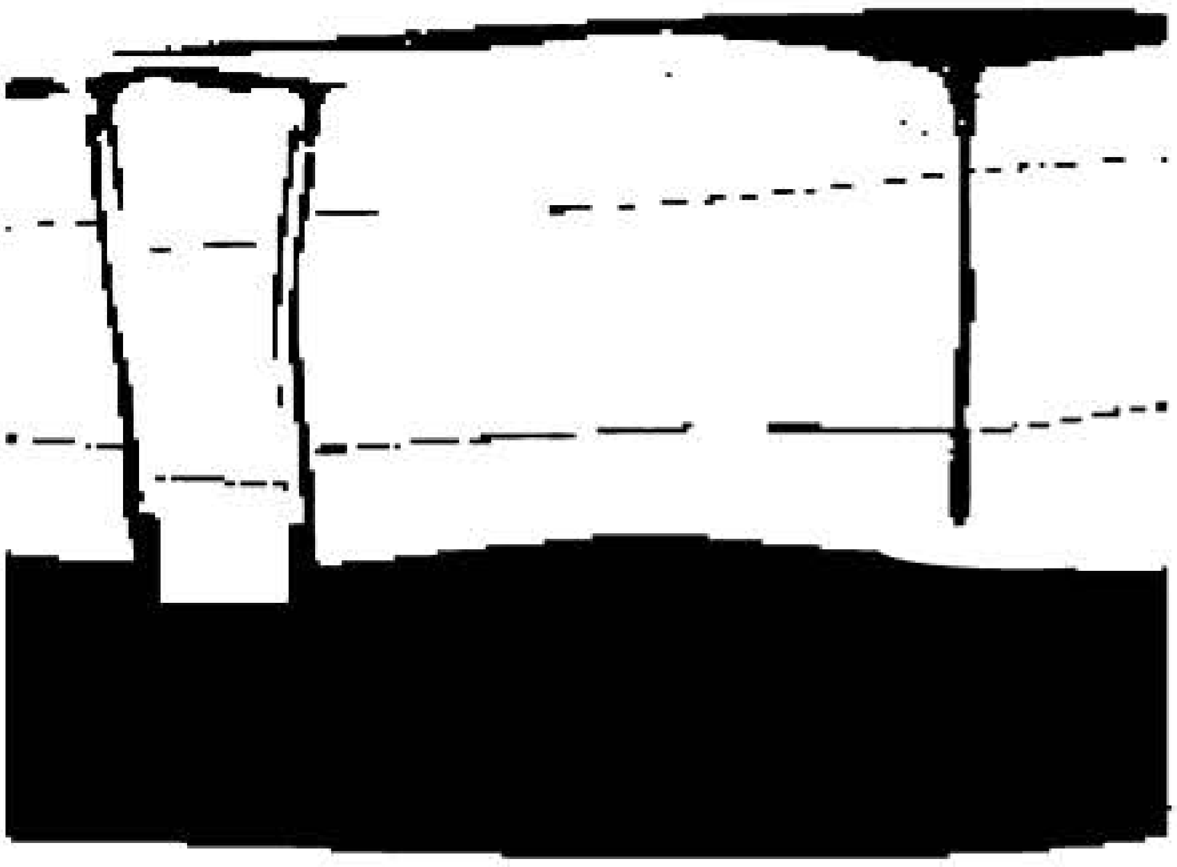


1.Внедрение ультрабазит-базитовых интрузивов с рассеянной минерализацией в архейское основание платформы

Рис. 3.1. Первая (домезозойская) стадия развития региона



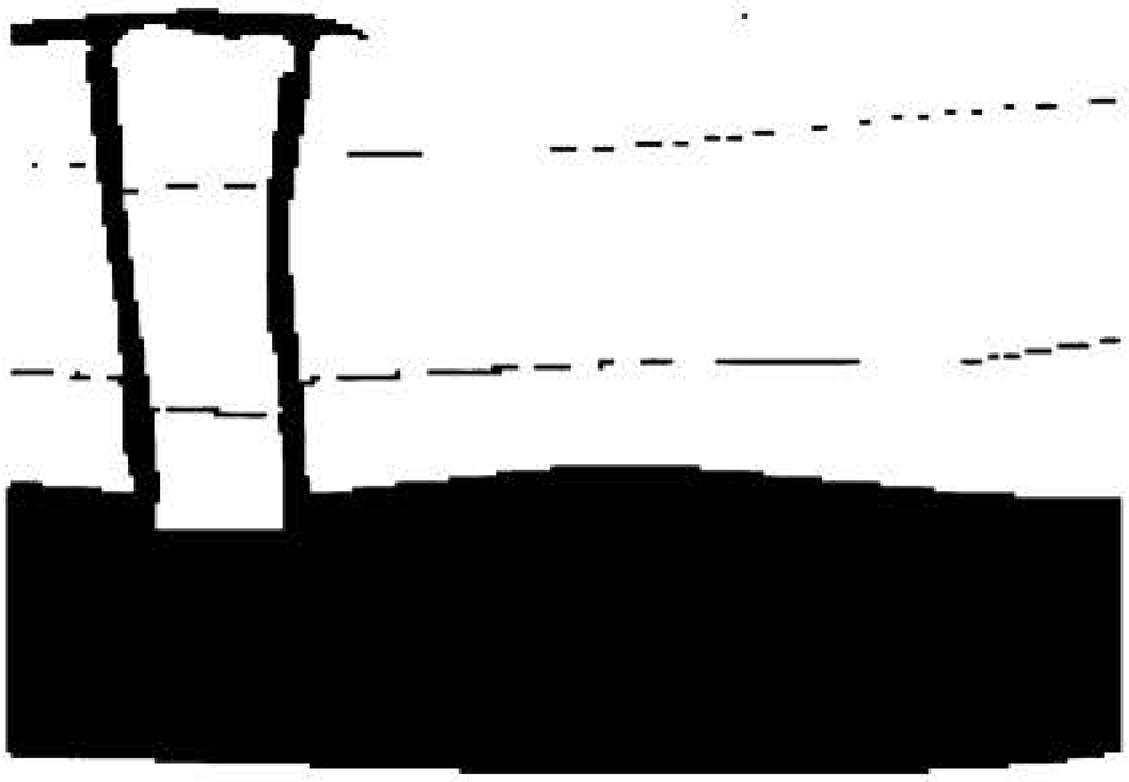
4. Активное плавление нижней зоны коры, содержащей сульфиды, насыщение образующихся магм ими, транспортировка сульфидной жидкости в капельном виде к поверхности. Локализация расплавов, содержащих жидкие сульфиды, преимущественно в терригенных породах, под базальтами (на глубине 1-3 км от поверхности). Отложение сульфидов и их кристаллизация



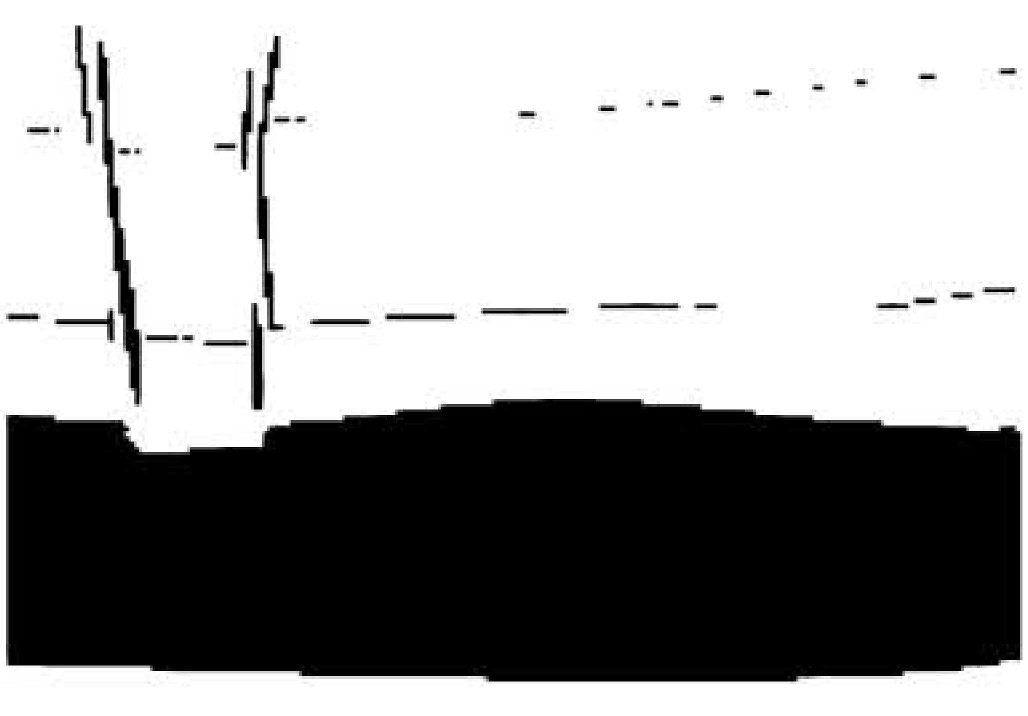
3. Возникновение наряду с рифтовыми структурами «рассеянного рифтинга» - сети трещин по всей плтформе, проникающих в нижние части коры.

бразование одновременное нижненадеждинских туфов на западе и туклонских базальтов на востоке.

Дальнейшее излияние лав на востоке территории и их распространение на запад.



2. Рост напряжений, достижение крупными разломами области мантии, образование декомпрессионных очагов и излияние гудчихинских магм.



1.Активизация древних тектонических нарушений и палеорифтовой структуры, включающей Норильско-Игаркую и Енисей-Хатангскую зоны.

Внедрение субщелочных базальтов ивакинской и сыверминской свит. Возможно, под действием плюма или других механизмов.

Рис. 3.3. Вторая (раннемезозойская) стадия развития Норильского региона

Воздействие плюма, таким образом, на формирование вулкано-плутонической толщи могло иметь опосредованный характер. Его подъем вызвал рост напряжений в земной коре, реализация которых привела к образованию крупных структур растяжения – сначала концентрированных (в виде палеорифтов, например, Енисей-Хантайского прогиба), а затем рассеянных в виде системы крупных тектонических нарушений, развитых на всей платформе. Начальный этап поднятия плюма сопровождался излиянием субщелочных, а затем пикритоидных магм мантийного происхождения. На крыльях упомянутого рифта устанавливаются и интрузивные аналоги указанных магм (как в пределах южного Таймыра, так и в Норильском районе). По своим геохимическим параметрам вулканиты гудчихинской близки принципиально отличаются от остальных продуктов траппового магматизма: они обладают повышенным отношением $(Gd/Yb)_n > 2$, пониженными значениями $^{87}Sr/^{86}Sr$ (0.703) и положительными значениями εNd (+5) и др.

Основной этап магматизма начался с обширной эксплозивной деятельности, охватившей всю Восточно-Сибирскую платформу после определенного перерыва во времени. В ранненадеждинское время практическии одновременно сформировались два центра вулканизма: на северо-западе накапливались базальты надеждинской свиты, а на востоке территории началось излияние туклонских лав. В центральной части, в пределах Хантайско-Рыбнинского вала, наблюдается чередование этих образований. Судя по составу пород, очень близких по своим характеристикам к средне- и нижнекоровым, система разломов была относительно неглубокой. Далее происходило плавление огромных масс материала, давших породы моронговской–самоедской серий.

Интрузивы норильского комплекса, образованные из магм повышенной магнезиальности (до 12 мас. % MgO), вероятно, представляют собой самые поздние проявления этого цикла магматической деятельности. Плавление субстрата нижней коры могло сопровождаться плавлением сульфидов, присутствовавших в древних месторождениях. Обогащенность именно этого блока коры земной коры сульфидами косвенно подтверждается тем, что в южных частях платформы интрузивы не несут оруденения. Кристаллизация рудоносных магм началась при их движении к поверхности, а закончилась в камерах, возникших преимущественно в осадочных породах девона как наиболее благоприятных в литологическом отношении для внедрившихся расплавов. Осаждение всего объема сульфидов произошло на месте становления интрузивов (рис. 3.2, 3.3).

ВЫВОДЫ

1.Рудоносные интрузивы не имеют комагматичных образований среди пород туфолавовой толщи, они были образованы в результате самостоятельного магматического этапа. 2. Кристаллизация интрузивов осуществлялась из толеитовых расплавов повышенной магнезиальности и щелочности, в ходе кристаллизационной дифференциации в рудоносных интрузивах происходило значительное накопление редких элементов в оливинах. 3. Флюидный режим траппового магматизма не имел аномальных черт: состав флюида был водно-углекислым; расплавы, сформировавшие рудоносные и безрудные массивы были близки по концентрациям летучих компонентов (воды, хлора, фтора) и характеризовались низкими их значениями. 4. Ассимиляционные процессы не играли существенной роли в образовании рудных месторождений. 5. Главным источником расплавов служили породы нижней коры.

ЛИТЕРАТУРА

Альмеев Р.Р., Арискин А.А. ЭВМ-моделирование расплавно-минеральных равновесий в водосодержащей базальтовой системе. Геохимия. 1996. № 7. С. 624-636.

Альмухамедов А.И., Васильев Ю.Р., Медведев А.Я. Низкокалиевые базальты Маймеча-Котуйской провинции и их вероятная геодинамическая позиция // Докл.РАН, 1999,т.366, №4. с.507-510.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Золотухин В.В. Вещественная эволюция пермотриасовых базальтов Сибирской платформы во времени и пространстве // Петрология, 2004, т. 12, № 4, с. 339—353.

Альмухамедов А.И., Медведев А.Я., Кирда Н.П. Риолиты — составляющая часть триасового вулканогенно-осадочного комплекса Западно-Сибирской плиты // Докл. РАН, 2000, т. 371, № 2, с. 200—203.

Аплонов В.С. Флюидный режим и проблемы платиноносности дифференцированных интрузий основного состава // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1995. С.102–106.

Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий в процессе кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000.

Арискин А.А., Конников Э.Г., Данюшевский Л.В и др. Довыренский интрузивный комплекс: проблемы петрологии и сульфидно-никелевой минерализации // Геохимия. 2009. № 5. С. 451–480.

Балашов Ю.А., Нестеренко Г.В. Распределение редких элементов в траппах Сибирской платформы // Геохимия. 1966. № 7. С. 854-860.

Бармина Г.С., Арискин А.А., Френкель М.Я. Петрохимические типы и условия кристаллизации плагиодолеритов Кроноцкого полуострова (Восточная Камчатка). Геохимия. 1989. № 2. С. 192-206.

Бармина Г.С., Арискин А.А., Коптев-Дворников Е.В., Френкель М.Я. Опыт оценки составов первичных кумулятивных минералов в дифференцированных траппах // Геохимия. 1988. № 8. С. 1108-1119.

Батуев Б.Н., Кузнецов Ю.П., Кулаков Б.А. Некоторые типы околорудных метасоматитов южной части Талнахского месторождения медно-никелевых руд // Материалы 2 конференции по околорудному метасоматозу. Л.1966. С.117-119.

Батуев Б.Н Петрология метаморфических и метасоматических формаций Талнахского рудоного поля. Автореф. дис…канд. геол.-мин. наук. Л.1972. 31 с.

Бегизов В.Д. Минералы благородных металлов в рудах Талнахского месторождения. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М.МГРИ.1977. 27с.

Бежанова М.П., Кызина Л.В. Запасы и добыча важнейших видов полезных ископаемых мира. М.: ВНИИЗАРУБЕЖГЕОЛОГИЯ, 2009.

Богатиков О.А., Коваленко В.И., Шарков Е.В. Магматизм, тектоника, геодинамика Земли. М.: Наука, 2010..

Будько И.А., Кулагов Э.А. Троилит в жильных рудах Норильска и Талнаха // ДАН. 1966. Т. 169. С. 428-429

Булгакова Е.Н. Физико-химические условия формирования норильских дифференцированных трапповых интрузий //В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск: Изд-во. 1971. С. 36-37.

Булгакова Е.Н., Рябов В.В. Первые данные по изучению включений минералообразующей среды в магматических и постмагматических минералах Талнахской дифференцированной интрузии // Проблемы петрологии ультраосновных и основных пород. М.: Наука, 1972. С. 292–295.

Васильев Ю.Р., Золотухин В.В. Петрология ультрабазитов Севера Сибирской платформы и некоторые проблемы их генезиса. Новосибирск: «Наука», 1975. 271 с.

Ваулин Л.Л., Суханова Е.Н. Октябрьское медно-никелевое месторождение // Охрана и разведка недр. 1970. № 4. С. 48–52.

Виленский А.М., Олейников Б.В. Основные факторы многообразия и вопросы классификации траппов Сибирской платформы. В кн.: Геология и петрология интрузивных траппов Сибирской платформы. М.: Наука. 1970. С. 5-25.

Волков И.Д. Распределение микроэлементов в изверженных подах Норильского района // В кн.: Вопросы магматизма, метаморфизма и рудоносности. М.: «Геолтехиздат», 1963. С. 29-38.

Ворцепнев В.В. Температура, давление и геохимические условия образования Талнахского медно-никелевого месторождения: Автореф. … канд. геол.-мин. наук. М.: МГУ. 1978. 16с.

Генкин А.Д. Минералы платиновыех металлов и их ассоциации в медно-никелевых рудах Норильского месторождения. М.: Наука.1968.106 с.

Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 295 с.

Геологическая карта Норильского рудного района масштаба 1:200000 (объяснительная записка) / Под ред. Струнина Б.М. и др . М., 1994Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М., Госгеолтехиздат, 1959. 61 с.

Геологическое строение и полезные ископаемые Читинского участка БАМ (аналитический обзор). Чита. 2002. 63 с.

Геология и рудные месторождения Норильского района. Путеводитель экскурсии XII Международного симпозиума по платине. Ред. В.В. Дистлер и В.Е. Кунилов. М. 1994. 43 с.

Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. М.: Госгеолтехиздат. 1959. 68 с.

Годлевский М.Н., Гриненко Л.Н. Некоторые данные об изотопном составе серы сульфидов норильских месторождений // Сов. геология. 1963. № 1. С.27-39.

Годлевский М.Н., Лихачев А.П. Медно-никелевое оруденение в Норильском районе // В кн. Генетические модели эндогенных рудных формаций. 1983. Новосибирск, Наука. Т.1. С. 47-54.

Годлевский М.Н., Лихачев А.П. Условия зарождения и кристаллизации рудоносных магм, формирующих медно-никелевые месторождения // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Новосибирск. Наука, 1987. С. 109-118.

Годовиков А.А. Минералогия. М.: Недра, 1983.

Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А., О платиноносности Чинейского расслоенного массива // В кн. Геология и генезис месторождений платиновых металлов. 1992. М., Наука, с. 144-154.

Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А. Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск, Наука.1993. 184 с.

Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А., Элементы платиновой группы в породах и рудах Чинейского массива // В кн. Платина России. 1999. т. IV. С.30-40.

Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А., Арискин А.А., Николаев Г.С.. Строение, состав и формирование Чинейского анортозит-габброноритового массива в Северном Забайкалье // Геохимия. 2008. №7. С. 391-420.

Горбачев Н.С., Гриненко Л.Н. Изотопные отношения серы в сульфидах и сульфатах Октябрьского сульфидного месторождения, Норильский район, и проблемы их генезиса // Геохимия. 1973. № 8. С. 1127–1136.

Горбунов Г.И., Дюжиков О.А., Шарков Е.В. Условия формирования крупных и уникальных платино-медно-никелевых месторождений // Платина России. Т. VII. Красноярск. 2011. С.64-73.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (новая версия). Лист R-(45)-47 – Норильск. Объяснительная записка. Санкт-Петербург: Изд-во ВСЕГЕИ. 2000. 479 с.

Гриненко Л.Н. Изотопный состав серы некоторых Cu-Ni месторoдений Сибирской платформы // В кн. Петрология траппов Сибирской платформы. М. Недра.1967. С. 221-230.

Гриненко Л.Н. Сероводородсодержащие газовые залежи как источник серы при сульфуризации магм промышленно-рудоносных интрузий Норильского района // Докл. АН СССР. 1984. Т. 278. № 3. С. 730–732.

Дистлер В.В., Гроховская Т.Л., Евстигнеева Т.Л.. и др. Петрология магматического сульфидного рудообразования. М.: Наука, 1988.

Дистлер В.В., Служеникин С.С., Кабри Л.Дж. и др. Платиновые руды норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматическго и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41. № 3. С. 241–265.

Днепровская М.Б., Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Количественная модель формирования расслоенности Талнахского интрузива // Построение моделей рудообразующих систем. Новосибирск: Наука, 1987. С. 96–106.

Днепровская М.Б. Петролого-геохимическая характеристика и механизм формирования расслоенности Талнахского интрузива. Автореф. дисс. ... канд. геол.-мин. наук. М.: 1987. Геол. ф-т МГУ. 17 с.

Днепровская М.Б., Френкель М.Я., Ярошевский А.А. Количественная модель формирования расслоенности Талнахского интрузива (Норильский р-он). В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Новосибирск: 1985. С. 81-82.

Добрецов Н.Л. Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т.354, №2. с. 220-223.

Додин Д.А. Петрология траппов Восточного Хараелаха // Автореферат канд. дис. Л.: «Изд-во ВСЕГЕИ», 1967. 31 с.

Додин Д.А. Металлогения Таймыро-Норильского региона (север Центральной Сибири). – СПб.: Наука, 2002. 822 с.

Додин Д.А., Батуев Б.Н. Геология и петрология талнахских дифференцированных интрузий и их метаморфического ореола. В кн.: Петрология и рудоносность Талнахской и Норильской дифференцированных интрузий. Л.: Недра. 1971. С. 31-100.

Додин Д.А., Батуев Б.Н., Митенков Г.А., Изоигко В.М. Атлас пород и руд Норильских медно-никелевых месторождений. Л.: Недра. 1971. 560 с.

Додин Д.А., Голубков В.С. О дифференцированном покрове базальтов на северо-западе Сибирской платформы (Норильский район) // Доклады академии наук СССР. Том 198, № 2, 1971.

Додин Д.А., Золоев К.К., Коротеев В.А., Чернышов Н.М. Платина России: состояние и перспективы // Платина России. Т. VII. Красноярск. 2011. С.12-52.

Долгаль А.С., Чехович К.М. Комплексная интерпретация геопотенциальных полей при поисках медно-никелево-платинового оруденения (Норильский район). // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 11. С. 1615 – 1625.

Долгаль А.С. Компьютерные технологии интерпретации геопотенциальных полей при поисках медно-никелево-платинового оруденения. // Геофизический журнал. 2001. Т 23. № 2. С. 106 – 112.

Долгаль А.С. 2010ф

Дюжиков О.А., Дистлер В.В., Струнин Б.М. и др. Геология и рудоносность Норильского района. М.: Недра. 1988. 279 с.

Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д. Платинометалльная минерализация норильских медно-никелевых руд: природные и экспериментальные данные // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л. 1990. С. 98-106.

Евстигнеева Т.Л., Филимонова А.А. Кубанитизация и формирование богатых платиновых минералами руд Норильских месторождений // Прикладные и экологические аспекты минералогии. Кн. 2. М., Наука. 1991. С. 35-36.

Егоров В.Н., Суханова Е.Н. Талнахский рудоносный интрузив на северо-западе Сибирской платформы // Разведка и охрана недр. 1963. № 1. С.17–21.

Жмодик А.С. Состав и термодинамические условия развития магматической рудной минерализации в базальтах сегмента Клефт хребта Хуан-де-Фука : Автореф. ... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГиГ, 2002. 24с.

Зенько Т.Е. Закономерности локализации и строения интрузивов Норильских медно-никелевых рудных полей // Геология и геофизика. 1992. № 12. С.52-63.

Золотухин В.В. Трапповый магматизм и условия формирования рудоносных дифференцированных интрузий на Сибирской платформе. В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск: Изд-во. 1971. С. 53-59.

Золотухин В.В. Базитовые пегматиоды норильских рудоносных интрузивов и проблема генезиса оруденения норильского типа. В кн.: Труды ОИГГиМ. Вып. 834. Новосибирск: Изд-во. 1997. 90 с.

Золотухин В.В., Васильев Ю.Р. Проблемы платформенного магматизма (на примере Сибирской платформы). В кн.: Магматические и метаморфические формации в истории Земли (Отв. ред. Василенко Б.В.). Новосибирск: Наука. 1986. 206 с.

Золотухин В.В., Васильев Ю.Р., Дюжиков О.А. Многообразие траппов и исходные магмы (на примере Сибирской платформы). Новосибирск: Наука, 1978.

Золотухин В.В., Виленский А.М., Дюжиков О.А. Базальты Сибирской платформы. Новосибирск: Наука, 1986.

Золотухин В.В., Лагута О.Н. О фракционировании магнезиальных базитовых расплавов и многообразии траппов на Сибирской платформе. Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. №.4. С. 967-972.

Золотухин В.В., Рябов В.В., Васильев Ю.Р., Шатков В.А. Петрология Талнахской рудоносной дифференцированной трапповой интрузии. Новосибирск: Наука. 1975. 243 с.

Зотов И.А. Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука. 1979. 155 с.

Зотов И.А. Трансмагматические флюиды в магматизме и рудообразовании. М.: Наука. 1989. 215 с.

Иванов А.В. Внутриконтинентальный базальтовый магматизм (на примере мезозоя и кайнозоя Сибири). Автореферат дис. на соиск. доктора геол.-мин. наук. Иркуск. 2011. 31 с.

Коваленко В.И., Царева, Г.М., Хервиг Р.Л., Ярмолюк В.В. Элементы-примеси и вода в расплавных включениях (магмах) редкометальных щелочных гранитов. ДАН. 1992. т.326. № 2. С.349-353.

Коваленко В.И., Бахтеев Р.Х., Ярмолюк В.В., Чижова И.А. Количественная оценка связи эндогенного оруденения с магматизмом (на примере Монголии). Геол. рудн. местор.1993. т..35. № 2. С.161-176.

Коваленко В.И., Сальникова Е.Б., Антипин В.С., Ярмолюк В.В., Ковач В.П., Котов А.Б. необычная ассоциация литий-фтористых гранитоидов Соктуйского массива (Восточное Забайкалье): возраст и источники магм. ДАН. 2000. т.372. № 4. С. 536-540.

Коваленкер В.А., Гладышев Г.Д., Носик Л.П. Изотопный состав сер ы сульфидов из месторождений Талнахского рудного узла в связи с их селеноносностью // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1974. № 2. С.10–35.

Когарко Л.Н. Проблемы генезиса гигантских апатитовых и редкометальных месторождений Кольского полуострова (Россия) // Геология рудн. месторожд. 1999. № 5 .с.387-403.

Конников Э.Г., Ковязин С.В., Некрасов А.Н.и др. Флюидно-магматическое взаимодействие мантийных магм с породами нижней коры: данные изучения включений в минералах интрузий // Геохимия. 2005. № 10. С. 1–20.

Коровяков И.А., Нелюбин А.Е., Райкова З.А., Хортова Л.К. Происхождение норильских трапповых интрузий, несущих сульфидные медно-никелевые руды. М.: Госгеотехиздат. 1963. 101 с. (Тр. ВИМС. Новая сер. Вып.9).

Котульский В.К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений // ДАН. 1946. Т.51. С.381-384.

Кравцов В.Ф. История открытий медно-никелевых месторождений в Норильском районе // В кн. Очерки по истории открытий минеральных богатств Таймыра. Новосибирск. Изд-во СО РАН. 2003. С. 21-40.

Криволуцкая Н.А. Формирование платино-медно-никелевых месторождений в процессе эволюции траппового магматизма в норильском районе. Геология рудных месторождений. 2011_1. Т. 53. № 4. С.346-378.

Криволуцкая Н.А. К вопросу о расчленении вулканогенных пород трапповой формации в Норильском районе. ДАН. 2011_2. Т. 439. №. 4. С. 523-527.

Криволуцкая Н.А., Рудакова А.В. Строение и геохимические особенности пород трапповой формации Норильской мульды (СЗ Сибирской платформы) // Геохимия. 2009. № 7. С. 675–698.

Криволуцкая Н.А., Соболев А.В. Магматические включения в оливинах норильских интрузивов (Северо-Запад Сибирской платформы) как источник информации об исходных расплавах // ДАН. 2001. Т. 381. № 3. С. 393 –398.

Криволуцкая Н.А. Арискин А.А., Служеникин С.Ф. и др. Геохимическая термометрия пород Талнахского интрузива: оценка состава расплава и степени раскристаллизованности исходной магмы // Петрология. 2001_1. Т. 9. № 5. С. 451–479.

Криволуцкая Н.А., 2009 краунц

Криволуцкая Н.А., Соболев А.В., Служеникин С.Ф. и др. Расплавные включения в оливинах интузивов нижнеталнахского типа (Норильский рудный район) // Тр. X Междунар. Конф. по термобарогеохимиии. Александров: ВНИИСИМС, 2001_2. С. 141–157.

Криволуцкая Н.А., Соболев А.В., Михайлов В.Н. и др.. Новые данные о формационной принадлежности пикритовых базальтов Норильского района // ДАН 2005. Т. 403. № 1. С. 76–81.

Криволуцкая Н.А., Соболев А.В., Кузьмин Д.В. Сопоставление исходных расплавов рудоносных и безрудных массивов Норильского района // Разведка и охрана недр. 2006. № 8. с.44-50.

Криволуцкая Н.А., Михайлов В.Н., Рощина И.А. Особенности строения и состава туфолавовой толщи восточной части Норильского района (Микчангдинская площадь) // В кн.: Петрология магматических и метаморфических комплексов Сибири и Дальнего Востока. Т.4. Изд-во Томскогого университета. 2004. С. 102-115.

Криволуцкая Н.А., Смолькин В.Ф., Свирская Н.М., Мамонтов В.П., Фаныгин Беляцкий Б.В., Ф.С., Рощина И.А. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса.I. Петрография и геохимия пород // Геохимия . 20101. № 5. С. 16-44.

Криволуцкая Н.А., Беляцкий Б.В., Смолькин В.Ф., Свирская Н.М., Мамонтов В.П., Фаныгин А.С. Геохимические особенности массивов друзитового комплекса центральной части Беломорского подвижного пояса. II. Изучение U-Pb системы в цирконах // Геохимия. 2010_2. N 11. С.1132-1153.

Криволуцкая Н.А., Гонгальский Б.И., Свирская Н.М.. Минералого-геохимические особенности пород и руд Масловского месторождения (Норильский рудный район) / Платина России. Сборник научных трудов. Т. VII // Красноярск. 2011. С.342-350.

Криволуцкая Н.А., Гонгальский Б.И., Тушенцова И.Н., Свирская Н.М., Рудакова А.В., Храмов И.В. Особенности минерального состава пород и руд Масловского месторождения (Норильский рудный район) // Сборник трудов научной конференции, посвященной 100-летию Ф.И. Вольфсона.2007. Москва, ИГЕМ РАН. С. 99-101.

Криволуцкая Н.А., Соболев А.В., Кузьмин Д.В., Свирская Н.М. Уникальные зональные оливины из ультрабазит-базитового массива Норильского района // ДАН. 2009_2. Т. 429. № 4. С. 393-398.

Кряжев С.Г., Глухов А.П., Русинова О.В. и др. Изотопно-геохимический режим формирования золото-кварцевого месторождения Советское // Прикладная геохимия. М.: ИМГРЭ, 2003. Вып.4. С.154–164.

Кузнецов Ю.А. Проблемы происхождения и формационного анализа магматических образований. Избранные труды (III том). Новосибирск: Наука. 1990. 292 с.

Кутолин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. М.: Наука. 1972.

Линд Э.Н., Щекоторуров В.В. Палеомагнитное датирование траппового вулканизма северо-запада Сибирской платформы // В кн. 4 Всесоюзный конгресс по палеомагнетизму. Владимир-Суздаль: Изд-во СНИО СССР. 1991. Т.2. С. 79-80.

Лихачев А.П. Роль лейкократового габбро в формировании норильских дифференцированных интрузий. Изв. АН СССР. Сер. геол. 1965. № 12. С. 50-66.

Лихачев А.П. Об условиях кристаллизации трапповых магм северо-западной части Сибирской платформы. Зап. ВМО. 1977. № 5. С. 594-606.

Лихачев А.П. Об условиях образования рудоносных и безрудных магм базит-гипербазитового состава. Докл. АН СССР. 1978. Т. 238. № 2. С. 447-450.

Лихачев А.П. Условия образования медно-никелевых месторождений. Сов. геология. 1982. № 6. С.31-46.

Лихачев А.П. Хараелахский интрузив и его платино-медно-никелевые руды // Руды и металлы. 1996_1. № 3. С. 48–62.

Лихачев А.П. К динамике становления талнахских рудоносных интрузий и связанных с ними платино-медно-никелевых месторождений // Отечественная геология. 1996_2. № 8. С. 20–26.

Лихачев А.П. Трапповый магматизм и платино-медно-никелевое оруденение в Норильском районе. Отечественная геология. 1997. № 10. С. 8-19.

Лихачев А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан, 2006. 496 с.

Лихачев А.П., Стрижов В.П. О фракционировании изотопов серы сульфидов // Докл. АН СССР. 1977. Т. 236. № 1. С. 223–226.

Лурье М.Л., Масайтис В.Л., Полунина Л.А. Интрузивные траппы западной окраины Сибирской платформы. В кн.: Петрография Восточной Сибири. Т. 1. М.: АН СССР. 1962. С. 5-70.

Лобковский Л.И., Никишин А.М., Хаин В.Е. Современные проблемы геотектоники и геодинамики. М.: Научный мир, 2004.

Магнезиальные базиты запада Сибирской платформы и вопросы никеленосности (Отв. ред. Соболев В.С.). Золотухин В.В., Виленский А.М., Васильев Ю.Р. и др. Новосибирск: Наука. 1984. 208 с.

Маракушев А.А., Панеях Н.А., Русинов В.Л., Перцев Н.Н., Зотов И.А. Петрологические модели формирования рудных месторождений-гигантов. Геология рудных местор. 1988. т.40. № 3. Р.236-255.

Малич К.Н., Баданина И.Ю., Туганова Е.В. Магматическая эволюция ультрамафит-мафитовых интрузивов Норильской провинции (Россия): вещественные и геохронологические данные // Литосфера. 2010. № 5. С. 37-63.

Маслов Г.Д. Тектоника Игарско-Норильского района и рудоконтролирующие структуры // В кн.: Тектоника Сибири. Новосибирск: Наука, 1963, I, II.

Масайтис В.Л. Пермский и триасовый вулканизм Сибири: проблемы динамических реконструкций // ЗВМО. 1983. Ч. CXII. Вып. 4. С. 412-425.

Медведев А.Я. Пермотриасовый вулканизм Северо-Азиатского кратона (Западно-Сибирская плита и Тунгусская синеклиза). Дис. ... д-ра геол.-минерал. наук. Иркутск. 2004. 306 с.

Налдретт А.Дж. Магматические сульфидные месторождения медно-никелевых и платинометальных руд. С.-Пб.: СПбГУ. 2003. 487с.

Наторхин И.А., Архипова А.И., Батуев Б.Н. Петрология Талнаских интрузий. Л.: Недра. 1977. 236 с.

Нестеренко Г.В., Авилова Н.С., Смирнова Н.П. Редкие элементы в траппах Сибирской платформы // Геохимия. 1964. № 10. С. 1015-1021.

Нестеренко Г.В., Альмухамедов А.И. Геохимия дифференцированных траппов. М.: Наука. 1973. 199 с.

Нестеренко Г.В., Тихоненков П.И., Ромашова Т.В. Базальты плато Путорана. Геохимия. 1991. № 10. С. 1419-1425.

Неручев С.С., Прасолов Э.М. Флюидно-геохимическая модель платиноидных месторождений, связанных с трапповым магматизмом // Платина России. М.: Геоинформмарк, 1995. С.94–101.

Овчинников Л.Н. Образование рудных месторождений. 1988. М.: Недра. 355с.

Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука.1979. 263 с.

Петров О.В., Прасолов Э.М., Сергеев С.А. Изотопные корреляции в породах и рудах продуктивных интрузий норильского района // Платина России. Т. VII. Красноярск. 2011. С.467-475.

Петрология и перспективы рудоносности траппов севера Сибирской платформы (ред. Золотухин В.В., Виленский А.М.). Новосибирск: Наука.1978. 217 с.

Павленкова Н.И. Флюидный режим верхних оболочек Земли по геофизическим данным // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С.201–218.

Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. М.: Наука,1973.

Перчук Л.Л., Ваганов В.И. Температурный режим кристаллизации и дифференциации основных и ультраосновных магм. В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. VII. М.: Наука. 1978. С. 142-173.

Покровский Б.Г., Служеникин С.Ф., Криволуцкая Н.А. Условия взаимодействия норильских трапповых интрузий с вмещающими породами по изотопным (О, Н, С) данным // Петрология. 2005. № 1. Т. 13. С. 84–209.

Полянский О.П., Ревердатто В.В. Роль флюида в тепломассопереносе при эволюции осадочных бассейнов с трапповым магматизмом // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С.219–243.

Радько В.А. Модель динамической дифференциации интрузивных траппов северо-запада Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1991. № 11. С. 19–27.

Роговер Г.Б. Месторождение Норильск 1. Госгеолтехиздат. 1959. 168 с.

Рундквист Д.В., Кравченко С.М. Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере.// Геология рудн. м-ий. 1996. Т..38. № 3. С..298-303.

Рябов В.В. Оливины норильских интрузий как показатели петрогенезиса и рудообразования. Новосибирск, Наука, 1992, 102 с.

Рябов В.В., Золотухин В.В. Минералы дифференцированных траппов. (ред. Соболев В.С.). Новосибирск: Наука.1977. 392 с.

Рябов В.В., Павлов А.Л. Магнетитовая лава в траппах Сибирской платформы. ДАН СССР. 1991. т. 319., № 5. С.1193-1197.

Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П. Магматические породы Норильского района. Новосибирск: Нонпарель, 2000. Т.1, 2.

Рябчиков И.Д. Глобальные потоки рудных металлов в глубинных процессах.// Геология рудн. местор. 1997, т.39, № 5, с.403-408.

Рябчиков И.Д. Механизмы и условия магмообразования в мантийных плюмах // Петрология. 2003. Т. 11. № 6. С. 548-555.

Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Нтафлос Т. Ювенильный поток углекислоты и причины глобальных изменений окружающей среды на границе Пермь-Триас // Геохимия. 2004. Т. 399. С. 815–817.

Рябчиков И.Д., Когарко Л.Н., Соловова И.П. и др. В.А. Физико-химические условия магмоообразования в основании Сибирского плюма по данным исследования расплавных микровключений в меймечитах и щелочных пикритах Маймеча-Котуйской провинции // Петрология. 2009. № 3. С.311-323.

Служеникин С.Ф. Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых итрузивах Норильского района. Автореф. дис. канд. геол.-мин. наук. М. 2000. 26с.

Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Дюжиков О.А. и др. Малосульфидное платиновое оруденение в норильских дифференцированных интрузивах. Геология рудн. месторождений. 1994. Т. 36. № 3. С.195-217.

Соболев А.В. Магматические включения в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. № 4. С. 228–239.

Соболев А.В. Проблемы образования и эволюции мантийных магм. Автореф. дисс. ... докт. геол.-мин. наук. М.: ГЕОХИ АН СССР. 1997. 50 с.

Соболев А.В., Слуцкий А.Б. Состав и условия кристаллизации исходного расплава сибирских меймечитов в связи с общей проблемой ультраосновных магм // Геология и геофизика. 1984. № 12. С. 97–110.

Соболев А.В., Каменецкий В.С., Кононкова Н.Н. Новые данные по петрологии сибирских меймечитов // Геохимия. 1991. № 8. С. 1084-1095.

Соболев А.В., Криволуцкая Н.А., Кузьмин Д.В. Петрология родоначальных расплавов и мантийных источников магм Сибирской трапповой провинции // Петрология. 2009_1. Т. 17. № 3. С. 276–310.

Соболев А.В., Соболев С.В., Кузьмин Д.В. и др. Сибирские маймечиты: происхождение и взаимоотношение траппов и кимберлитов // Геология и геофизика. 2009_2. Т. 50. С. 999–1033.

Соболев В.С. Избранные труды. Петрология траппов. Новосибирск: «Наука», 1986. 208 с.

Сотников А.А. К вопросу об эксплуатации Норильского (Дудинского) месторождения каменного угля и медной руды в связи с практическим осуществлением и развитием Северного морского пути. Томск. 1919. С. 98.

Спиридонов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. №. 9. С. 1356-1378.

Старосельцев В.С. Тектоника лавовых плато. М.: Недра, 1989.

Ступак Ф.М. Кайнозойский вулканизм хребта Удокан. Новосибирск. 1987. 121 с.

Траскин В.Ю., Скворцова З.Н. Эффект Ребиндера в геодинамических процессах // Флюиды и геодинамика. М.: Наука, 2006. С.147–164.

Траппы северо-западной части Сибирской платформы. Путеводитель Норильской экскурсии VII Всесоюзного петрографического совещания. Изд-во АН СССР. 1986. Новосибирск: « Ин-т геологии и геофизики», 121 с.

Туровцев Д.М. Контактовый метаморфизм норильских интрузий. М.: Научный мир. 2002.

Федоренко В.А. Петрохимические серии эффузивных пород Норильского района // Геология и геофизика. 1981. № 6. С. 77-88.

Федоренко В.А., Кулигин В.М., Витоженц Г.Ч. и др. Редкоземельные элементы в магматических образованиях Норильского района // Геология и геофизика. 1989. № 8. С.

Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С., Корина М.И., Коптев-Дворников Е.В. Геохимическая термометрия магматических пород - принципы метода и примеры применения. Геохимия. 1987. № 11. С. 1546-1562.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А., Бармина Г.С., Коптев-Дворников Е.В., Киреев Б.С. Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука. 1988. 216 с.

Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Коптев-Дворников Е.В., Арискин А.А., Киреев Б.С., Бармина Г.С. Кристаллизационный механизм формирования расслоенности пластовых интрузивов. Зап. ВМО. 1985. Часть CXIV. Вып. 3. С. 257-274.

Шарапов В.Н., Черепанов А.Н., Попов В.Н., Лобов А.Г. Динамика охлаждения базитового расплава при заполнении воронковидной интрузивной камеры. Петрология. 1997. Т. 5. № 1. С. 10-22.

Шарков Е.В. Петрология расслоенных интрузий. Л.: Наука, 1980.

Шарков Е.В. Петрология и рудоносность расслоенных интрузий. Л.: Наука, 2006.

Шарков Е.В., Богатиков О.А., Смолькин В.Ф. и др. Происхождение крупных расслоенных интрузивов (на примере раннепротерозойской крупной изверженной провинции кремнеземистой высокомагнетиальной серии, Балтийский щит/ Мантийные плюмы и металлогения / Мат межд. Симп. Петрозаводск-Москва, 2002. С.281-284.

Ariskin A.A. Phase equilibria modeling in igneous petrology: use of COMAGMAT model for simulating fractionation of ferro-basaltic magmas and the genesis of high-alumina basalt. J. Volcanol. Geotherm. Res. 1999. V. 90. P. 115-162.

Ariskin A.A., Barmina G.S. An empirical model for the calculation of spinel-melt equilibrium in mafic igneous systems at atmospheric pressure: II. Fe-Ti oxides. Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 134. P. 251-263.

Arndt N.T., Czamanske G.K., Wooden J.L., Fedorenko V.A. Mantle and crustal contributions to continental flood volcanism. Tectonophysics. 1993. V. 223. P. 39-52.

Arndt N.T., Chauvel C., Czamanske J., Fedorenko V.A. Two mantle sources, two plumbing systems: tholeiitic and alkaline magmatism of the Maymacha River basin, Siberian flood volcanic province // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133. P. 279-313.

Arndt N.T., Czamamanske G. K., Walker R. J. et al. Geochemistry and origin of the intrusive hosts of the Noril'sk-Talnakh Cu-Ni-PGE sulfide deposits // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 495–515.

Ballhaus C. G., Stumpfl E. F. Sulfide and platinum mineralization in the Merensky Reef: evidence from hydrous silicates and fluid inclusions // Contrib. Mineral. Petrol. 1986. V. 94. P.193–204.

Barnes S.J., Maier W.D. Platinum-Group Element Disrtibutions in the Rustenberg Layered Suite of the Bushveld Complex, South Africa/ In the Geology, Geochemistry and Mineal Beneficiation of Platinum-Group Elements (ed. L.J.Cabri), Ottawa, Ontario. Canadian Institute of Mining and Metallurgy, Special Volume 54. 2002. P.431-458.

Barnes S.-J. Cox R. A., Zientek M. L. Platinum-group element, Gold, Silver and Base Metal distribution in compositionally zoned sulfide droplets from the Medvezky Creek Mine, Noril'sk, Russia // Contrib Mineral Petrol. 2006. 152. P.187–200.

Beattie P. Olivine-Melt and ortho-pyroxene-melt equilibria // Contrib. to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 115. № 1. P. 103-111

Bergantz G. W. Melt fraction diagrams: The link between chemical and transport models. Rev. Mineral. 1990. V. 24. P. 239-257.

Boudreau A. E. Investigations of the Stillwater Complex IV: The role of volatiles in the petrogenesis of the J.M.Reef, Minneapolis Adit section // Canad. Mineralogist. 1988. V. 26. P. 193–208.

Boudreau A. E., Mathez E. A., McCallum I. S. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushweld Complex: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // J. Petrol. 1986. V 27. P. 967–986.

Brown M.A.N., Jolly R.J.H., Coward M.P. The origin and development of nickel sulphide bearing "trough structures" at Kambalda, western Australia. Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al (eds). 1999. Balkema, Rotterdam.Vol.2. P. 1383-1386.

Brugman G.E., Naldrett A.J., Asif M., Lightfoot P.C., Gorbachev N.S. and Fedorenko V.A. Siderophile and chalcophale metals as tracers of the evolution of the Siberian Trap in the Noril'sk region, Russia // Geochim. Cosmochim. Acta.1993. V. 57. P. 2001-2018.

Bryan S.E., Ernst R.E. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs) //Earth-Science Reviews. 2008. V. 86. P. 175–202.

Inclusions in minerals and processes in the Earth's mantle. Mainz: Max-Plank-Institute, 2005.

Campbell I.H., Naldrett A.J., Barnes S.J.,. A model for the origin of the platinum-rich sulfide horizons in the Bushveld and Stillwater Complexes. J. Petrol. 1983. 24, 133–165.

Campbell I.H., Czamanske G.K, Fedorenko V.A., Hill J.R., Stepanov V.S. Synchronism of the Siberian traps and the Permian-Triassic boundary// Science 1991.354. P.1760-1763.

Campbell I.H., Griffiths R.W. The changing nature of mantle hotspots through time - implications for the chemical evolution of the mantle. // Journal of Geology, 1992. T.100(5). P.497-523.

Canil D. Vanadium in peridotites, mantle redox and tectonic environments: Archean to present // Earth and Planetary Science Letters. 2002. V. 195. P. 75-90.

Carmichael I.S.E., Ghiorso M.S. The effect of oxygen fugacity on the redox state of natural liquids and their crystallizing phases. In: Modern methods of igneous petrology: Understanding magmatic processes (Eds Nicholls J., Russell J.K.). Reviews in Mineralogy. 1990. V. 24. P. 191-212.

Chalokwu C.I., Grant N.K., Ariskin A.A., Barmina G.S. Simulation of primary phase relations and mineral compositions in the Partridge River intrusion, Duluth Complex, Minnesota: implications for the parent magma composition. 1993. Contrib. Mineral. Petrol. V. 114. P. 539-549.

Condie K.C. Mantle plumes and their record in Earth history. Cambridge: University Press, 2001/ 305 c.

Connolly H. C., Zipfel J., Grossman J. N. et al. The Meteoritical Bulletin, № . 91. September // Meteoritics and Planetary Science. 2006. V. 41. P. 1383-1418.

Czamanske G.K., Zen'ko T.E., Fedorenko V.A. et al. Petrographic and geochemical characterization of ore-bearing intrusions of the Noril’sk type, Siberia; with discussion of their origin // Resource Geology Special Issue. 1995. N 18. P. 1-45. .

Grinenko L.N. Sources of sulfur of the nickeliferous and barren gabbrodolerite intrusions of the northwest Siberian platform // Intern. Geology. Rev. 1985. V. 27. 695–708.

Dalrymple G.B., Czamanske G.K, Fedorenko V et al. A reconnaissance ^{40}Ar/^{39}Ar geochronologic study of ore-bearing and related rocks, Siberian Russia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1995. Vol.59, No.10, pp.2071-2083.

Danyushevsky L.V. The effect of small amounts of H2O crystallisation of mid-ocean ridge and backarc basin magmas // Journal of Volcanology and Geothermal Research. 2001. V. 110. № 3-4. P. 265-280.

Danyushevsky L.V., Sobolev A.V., Dmitriev L.V. Estimation of the pressure of crystallization and H2O content of MORB and BABB glasses: calibration of an empirical technique // Mineralogy and Petrology. 1996.

Dixon J.E., Leist L., Langmuir C., Schilling J.-G. Recycled dehydrated lithosphere observed in plume-influenced mid-ocean-ridge basalt // Nature. 2002. V. 420. P. 385-389.

Dobretsov N.L., Kirdyashkin A.A., Kirdyashkin A.G. et al. Modelling of thermochemical plumes and implications for the origin of the Siberian traps // Lithos. 2008. V.100. P. 66–92.

Dyuzhikov OA, Distler VV, Strunin BM, Mkrtychyan AK, Sherman ML, Sluzhenikin SF, Lurye AM (1992) Geology and metallogeny of sulfide deposits Noril´sk region USSR. Econ Geol Monograph.

Eales H.V. and Cawthorn R.G. The Bushveld Complex // Layered intrusions, Elsevier, 1996 (ed. R.G. Cawthorn), p. 181-229.

Elkins-Tanton L.T., Hager B.H. Melt intrusion as a trigger for lithospheric foundering and eruption of the Siberian flood basalts // Geophysical Research Letters. 2000. V. 27. P. 3937-3940.

Elkins-Tanton L.T. Continental magmatism caused by lithospheric delamination // Plates, Plumes and Paradigms. Eds. G.R. Foulger, J.H. Natland, D.C. Presnall, D.L. Anderson, Boulder, Colorado: Special Paper. Geological Society of America, 2005. P. 449-461.

Farquhar J., Wu N., Canfield D. E., Odoro. H. Connections between sulfur cycle evolution, sulfur isotopes, sediments, and base metal sulfide deposits // Econ. Geol. 2010. V. 105. P. 509–533

Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Naldrett A.J. et al. Petrogenesis of the Siberian flood-basalt sequence at Noril'sk, north central Siberia // Intern. Geology Rev. 1996. V. 38, P. 99–135.

Fedorenko V.A., Czamanske G. Results of new field and geochemical studies of the volcanic rocks of the Maymacha-Kotuy area, Siberian flood-basalt province, Russia // Intern. Geol. Rev. 1997. V. 39. P. 479-531.

Fekiacova Z., Abouchami W., Galer S.J.G., Garcia M.O., Hofmann A.W. Origin and temporal evolution of Kóolau Volcano, Hawaiʻi: Inferences from isotope data on the Koʻolau Scientific Drilling Project (KSDP), the Honolulu Volcanics and ODP Site 843// Earth and Planetary Science Letters.2007. 261/ P. 65–83.

Ford C.E., Russel D.G., Craven J.A., Fisk M.R. Olivine-liquid equilibria: temperature, pressure and composition dependence of crystal/liquid cation partition coefficients for Mg, Fe2+, Ca and Mn //Journal of Petrology. 1983. V. 24. P. 256-265.

Frutos J., Oyarzun J.M. Tectinic and cheochemical evidence concerning the genesis El-Lako magnetit lava flow deposit // Econ. Geol. 1975. V. 70. № 5. P. 988–990.

Fudali R.F. Oxygen fugacities of basaltic and andesitic magmas. Geochim. Cosmochim. Acta. 1965. V. 29. P. 1063-1075.

Green A.H. Braving the PGE Industry. 11th International Platinum Symposium. 2010.

Herzberg C., O'Hara M.J. Plume-associated ultramafic magmas of phanerozoic age // Journal of Petrology. 2002. V. 43. № 10. P. 1857-1883.

Howkesworth C.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Magma differentiation and mineralization in the Siberian continental flood basalts // Lithos. 1995. V. 34. P. 61–81.

Hofmann A.W. Chemical differentiation of the Earth: the relationship between mantle, continental crust and oceanic crust // Earth Planet. Sci. Lett. 1988. V. 90. P. 297–314.

Hoffman A.W. Sampling Mantle Heterogeneity through Oceanic Basalts: Isotopes and Trace Elements. Treatise On Geochemistry. 2003. - Vol. 2. P. 61-101.

Hoover J.D. The chilled marginal gabbro and other contact rocks of the Skaergaard intrusion. J. Petrol. 1989. V. 30. P. 441-476.

Horan M. F., Walker R. J., Fedorenko V. A., Czamanske G. K. Osmium and neodymium isotopic constraints on the temporal and special evolution of the Siberian Flood Basalt sources// Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. 59 P. 5159-5168.

Jaupart C., Tait S. Dynamics of differentiation in magma reservoirs. J. Geophys. Res. 1995. V. 100. P. 17615-17636.

Jarosevich E.J., Nelen J.A., Norberg JA Reference sample for electron microprobe analysis // Geostand. Newsletter.1980. N 4. P. 43–47.

Jochum K.P., Dingwell D.B., Rocholl A. et al. The preparation and preliminary characterization of eight geological MPI-DING reference glasses for in-situ microanalysis // Geostand. Newsletter. 2000. N. 24.P. 87–133.

Jerram D. A., Widdowson M. The anatomy of Continental Flood Basalt Provinces: geological constraints on the processes and products of flood volcanism // Lithos. 2005. V. 79. P. 385– 405.

Kamenetsky V.S., Kamenetskaya M. B., Sobolev A.V. et al. Olivine in the Udachnaya-East kimberlite (Yakutia, Russia): morphology, compositional zoning and origin // J. Petrol. 2008. V. 49. P. 823 - 839.

Kamo S.L., Czamanske G.K., Amelin Y. et al. Rapid eruption of Siberian flood-volcanic rocks and evidence for coincidence with the Permian-Triassic boundary and mass extinction at 251 Ma // Earth Planet. Sci. Lett. 2003. V. 214. P. 75–91.

Keays R.P., Lightfoot P.C. Siderophile and chalcophile metal variations in Tertiary picrites and basalts from West Greenland with implications for the sulphide history of continental flood basalt magmas // Mineralium deposita. 2007. V.42. P. 319-336.

Keays R.R, Lightfoot P.C. Crustal sulfur is required to form magmatic Ni-Cu sulfide deposits: evidence from chalcophile element signatures of Siberian and Deccan Trap basalts // Mineralium deposita . 2010. № 45. P. 241-257.

Krivolutskaya N.A., Sobolev A.V., Sluzhenikin S.F., Pokrovsky B.G. Olivine-hosted magmatic inclusions from the Noril'sk intrusions: application to origine of Pt-Cu-Ni deposits (Russia). /In 'Metallogeny of the Pasific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins", ed. By A.I.Khanchuk, G.A.Gonevchuk, A.N.Mitrokhin, L.F.Simanenko, N.J.Cook and R.Seltmann. Vladivostok, Dalnauka, 2004. P.296-299.

Krivolutskaya N.A., A.V. Sobolev, S. G. Snisar, B.I. Gongalskiy, et al. Mineralogy, geochemistry and stratigraphy of the Maslovsky Pt–Cu–Ni sulfide deposit, Noril'sk Region, Russia. Mineralium Deposita. 2012_1. V. 47. P.69-88.

Krivolutskaya N.A., Gongalskiy B.I., Shlychkova T.B., Yushin A.A., Kononkova N.N., Tushentsova I.N. (2011) Mineralogical and Geochemical Characteristics of Pt-Cu-Ni Ores of the Maslovsky Deposit in the Noril'sk area, Russia. Canadian Mineralogist. 2011.

Krivolutskaya, N.A., et al., Parental melt of the Nadezhdinsky Formation: Geochemistry, petrology and connection with Cu-Ni deposits (Noril'sk area, Russia), Chem. Geol. 2012_2, doi:10.1016/j.chemgeo.2011.11.022

Kutina J. The role of transregional mantle-rooted structural discontinuities in the concentration of metals, with examples from the United States, Uzbekistan< burma and other countries. Global Tect. and Metall., Vol. 7, № 3&4, 2001, p. 159-182.

Kutina J. The role of Upper Mantle Structure in Metallogeny. // Global Tect. and Metall. Vol.3. № 1. 1985. P. 14-16.

Latypov R. M. Phase equilibria constraints on relations of ore-bearing intrusions with flood basalts in the Noril'sk region, Russia Contrib Mineral Petrol. 2002. 143. P. 438–449.

Laznicka P. Giant Ore Deposits: A Quantitative Approach. Global Tect. and Metall..Vol.2. № 1&2. 1983. P.41-63.

Li C., Naldrett A.J., Shmitt A.K. et al. Magmatic anhydrite-sulfide assemblages in plumbing system of the Siberian Traps // Geology. 2009_1. V.37. P. 259–262.

Li CS, Ripley EM, Naldrett AJ A new genetic model for the giant Ni-Cu-PGE sulfide deposits associated with the Siberian flood basalts // Economic Geology.2009_2.N 104.P. 291-301.

Lightfoot P. C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S. Geochemistry of the Siberian trap of the Noril'sk area, USSR, with amplication for the relative contributions of crust and mantle to flood basalt magmatism // Contrib. Mineral. Petrol. 1990. V. 104. P. 631-644.

Lightfoot P.C., Howkesworth C.J., Hergt J. et al. Remobilisation of the continental lithosphere by a mantle plume: major-, trace-element, and Sr-, Nd-, and Pb-isotopic evidence from picritic and tholeiitic lavas of the Noril'sk District, Siberian Trap, Russia // Contrib. Mineral. Petrol. 1993. V.114. P.171–188.

Lightfoot P.C., Naldrett A.J., Gorbachev N.S., Fedorenko V.A., Howkesworth C.J., Hergt J., Doherty W. Chemostratigraphy of Siberian Trap Lavas, Noril'sk District: Implication for the Source of Flood Basalt Magmas and their Associated Ni-Cu Mineralization // Proceeding of the Sudbary – Noril'sk Symposium. Special Volume 5. Chapter 22. Ontario. 1994. P.283-312.

Lightfoot P.C., Keays R.R. Siderophile and chalcophile metal variations in flood basalts from the Siberian Trap, Noril'sk Region: implications for the origin of the Ni-Cu-PGE sulfide ores // Economic Geology. 1995. N. 100. P. 439-462.

Likhachev A.P. Ore-bearing intrusions of the Noril'sk region // Proceed. of the Sudbury-Noril'sk Symp. Ontario: Geological Survey, 1994. Special vol. 5. P. 185–201.

Lu Guxian, Yin Jicai. Effects of Tectonic Force on Hydrostatic Pressure During Petrogenesis and Metallogenesis. Geotectonica et Metallogenia, Vol. 19. № 2-3. SUM. 11. 1995. P.39-47.

Mahoney J.J., Coffin M.F. Large igneous provinces: continental, oceanic, and planetary flood volcanism. 1997. AGU Geophys. Monogr. V. 100. 436 P.

Malich K.N. Magmatic evolution of the ultramafic–mafic Kharaelakh intrusion (Siberian Craton, Russia): insights from trace-element, U–Pb and Hf-isotope data on zircon // Contrib. Mineral. Petrol. 2010. N. 159. P. 753-768.

Marsh B. D. Magma chambers. Ann Rev. Earth Planet. Sci. 1989. V. 17. P. 439-474.

Mathez E.A. Sulfur solubility and magmatic sulfides in submarine basalt glass // J. Geophysic. Research. 1976. V. 81. P. 4269–4276.

Maurel C., Maurel P. Etude experimentale de l'equilibre Fe2+-–Fe3+ dans les spinelles chromiferes et les liquides silicates basiques coexistants a 1 atm // C.R. Acad. Sci. Paris. 1982. V. 285. P. 209–215.

Naldrett A.J. A model for the Ni-Cu-PGE ores of the Noril'sk region and its application to other areas of flood basalts // Econ.Geol. 1992. V. 87. P.1945–1962.

Naldrett A.J. A history of our understanding of magmatic Ni-Cu sulfide deposits // Can. Mineral. 2005. V. 43. P. 2069-2098.

Naldrett A.J . Ore deposits related to flood basalts, Siberia // New developmemts in magmatic Cu-Ni and PGE deposits. Beijing: Geological Publishing House, 2009. P. 141–179.

Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Lightfoot P.C., Kunilov V.E. et al. Ni-Cu-PGE deposits of the Noril'sk region, Siberia: their formation in conduits for flood basalt volcanism // Institute of Mining and Metallurgy Transaction. 1995. V. 104. P. B18-B36.

Naldrett A.J., Fedorenko V.A., Asif M. Et al. Controls on the composition of Ni-Cu sulfide deposits as illustrated by those at Noril'sk, Siberia. Econ. Geol. 1996. V. 91. P. 751-773.

Naldrett A.J., Lightfoot P.C., Fedorenko V.A. et al. Geology and geochemistry of intrusions and flood basalts of the Noril'sk Region, USSR, with applications for the origin of the Ni-Cu ores. Econ. Geol. 1992. V. 87. P. 975-1004.

Naslund H.R., McBirney A.R. Mechanisms of formation of igneous layering. In: Layered Intrusions (Ed. Cawthorn R.G.). Amsterdam: Elsevier. 1996. P. 1-43.

Pavlov V.E., Courtillot V., Bazhenov M.L., Veselovsky R.V. Paleomagnetism of the Siberian traps: New data and a new overall 250 Ma pole for Siberia // Tectonophysics .2007. 443. P. 72–92.

Pushkarev Y.D. The nature of super-large ore deposits: A conception of crust-mantle interaction within the mantle // Mineral Deposits: Processes to Processing, Stanley et al (eds). 1999. Balkema, Rotterdam.Vol.2. P. 1345-1348.

Renner J., Evans B., Hirth G. On the rheologically critical melt fraction. Earth Planet. Sci. Lett. 2000. V. 181. P. 585-594.

Renne P.R., and Basu A.R. Rapid eruption of the Siberian Traps flood basalts at the Permo-Triassic boundary // Science. 253. P. 176-179.

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Al'mukhamedov A.I., Medvedev A.Yu. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Bassin: an extention of Permo-Triassic Siberian Traps, Russia // Lithos. 2005. V. 79. P. 425-452.

Reichow M. K., Pringle M.S., Al'Mukhamedov A.I. et al. The timing and extent of the eruption of the Siberian Traps large igneous province: Implications for the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. 2009. 277. P. 9-20.

Ripley E. M., Lightfoot P. C., Li C. et al. Sulfur isotopic studies of continental flood basalts in the Noril'sk region: implications for the association between lavas and ore-bearing intrusions. // Geochim. et Cosmochim. Acta. 2003. V. 67. P. 2805–2817.

Ripley E. M., Li C., Craig H.., et al. Micro-scale S isotope studies of the Kharaelakh intrusion, Noril'sk region, Siberia: Constraints on the genesis of coexisting anhydrite and sulfide minerals // Geochim. et Cosmovhim. Acta. 2010. V. 74. P. 634–644.

Roedder E. Fluid inclusions. Miner. Soc. Amer. 1984. V. 14. 644 p.

Roeder P.L., Emslie E. Olivine-liquid equilibrium. Contrib. Mineral. Petrol. 1970. V. 29. P. 275-289.

Reichow M.K., Saunders A.D., White R.V., Almukhamedov A.I. et al. Geochemistry and petrogenesis of basalts from the West Siberian Basin: an extension of the Siberian Traps, Russia // Lithos. 2005. V. 79. P. 425-452.

Rudnick R.L., Fountain D.M. Nature and composition of the continental crust: a low crustal perspective // Rev. Geoph.1995. V. 33. № 3. P. 267–309.

Rudnick A.W. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry. V. 3. The crust. Eds. H.D. Holland , K.K. Turekian. Amsterdam: Elsevier, 2002. P. 1-64.

Rudnick R.L., Gao S. Composition of the Continental Crust // Treatise on Geochemistry. Elsivier-Pergamon, Oxford, 2003. V. 3. P.1–64.

Rundkvist D.V., Kravchenko S.M. The role geological time in the genesis of giant mineral deposits. Global Tect. and Metall. Vol. 7. № 7&8. 2001. P.195-201.

Ryabchikov I. D., Solovova I. P., Ntaflos Th. et al. Subalkaline picrobasalts and plateau basalts from the Putorana plateau (Siberian Continental Flood Basalt Province): II. Melt Inclusion chemistry, composition of “Primary” magmas and P–T regime at the base of the superplume // Геохимия. 2001. №. 5. С. 484–497.

Sarbadhikari A.B., Day J.M.D., Lui Y. et al. Petrogenesis of olivine-phyric shergottite Larkman Nunatac 0613: Implication for enriched components in martian basalts // Geochimica and Cosmochimica Acta. 2009. V. 73. P. 2190-2214

Sinton J., Langmuir C., Bender J., Detric R. What is a magma chamber? Ridge Events. 1992. V. 3. N 1. P. 46-48.

Sharma M. Siberian traps. In: Large Igneous Provinces. Continental, oceanic, and planetary flood volcanism (Eds. Mahoney J.J., Coffin M.F.). AGU Geophys. Monogr. 1996.100. P. 273-

Sharma M., Basu A. R., Nesterenko G. V. Temporal Sr-, Nd-, and Pb-Iisotopic variations in the Siberian flood basalts: Implications for the plume source characteristics// EARTH PLANET. SCI. LETT. 1992.113. P. 365-381.

Sobolev A.V., Danyushevsky L.V. Petrology and geochemistry of boninites from the north termination of the Tonga Trench: constraints on the generation conditions of primary high-Ca boninite magmas // Journal of Petrology. 1994. V. 35. P. 1183-1213.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Sobolev S.V., Nikogosian I.K. An olivine-free mantle source of Hawaiian shield basalts. // Nature. 2005. V. 434. №. 7033. P. 590-597.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. Amount of Recycled Crust in Sources of Mantle-Derived Melts // Science. 2007. N. 316. P. 412-417.

Sobolev, S.V., Sobolev, A.V., Kuzmin, D.V., Krivolutskaya, N.A., Petrunin, A.G., Arndt, N.T., Radko, V.A., Vasilev, Yu.R. Linking mantle plumes, large igneous provinces and environmental catastrophes// Nature. 2011. V. 477. P. 312-316.

Stoll B., Jochum K.P., Herwig K., Amini M., Flanz M., Kreuzburg B., Kuzmin D., Willbold M., Enzweiler J. An automated iridium-strip heater for LA-ICP-MS bulk analysis of geological samples // Geostand. Geoanal. Res. 2008. N. 32. P. 5–26.

Svensen H., Planke S., Polozov A. G., Schmidbauer N., Corfu F.,. Podladchikov Y. Y., Jamtveit B. Volcanic Siberian gas venting and the end-Permian environmental crisis // Earth and Planetary Science Letters. 2009. 277. P. 490–500.

Sudbury-Noril'sk Symposium, Ontario: Geological Survey, 1994. Special vol. 5.

Todt W., Cliff R.A., Hanser A. and Hofmann A.W. Evaluation of 202Pb-205Pb Double Spike for High-Precision: Earth processes: Reading the Isotope Code // Geophys Monograph. 1996. N. 95. P. 429-436.

Ulrich T., Kamber B., Jugo P. J., and Tinkham D.K . Imaging element-distribution patterns in minerals by Laser Ablation – Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry (LA–ICP–MS)// Canadian Mineralogist. 2009. Vol. 47.P. 1001-1012.

Zen'ko T.E, Czamanske G.K. Special and petrologic aspects of the Noril'sk and Talnakh ore junctions. In: Proceedings of the Sudbury-Noril'sk Symposium (Eds. P.C. Lightfoot, Naldrett A.J.). Ontario: 1994. P. 263-282.

Walderhaug H. J., Eide E. A., Scott R. A., Inger S. and E. G. Golionko Palaeomagnetism and 40Ar/39Ar geochronology from the South Taimyr igneous complex, Arctic Russia: a Middle–Late Triassic magmatic pulse after Siberian flood-basalt volcanism Geophys. J. Int. 2005. 163. P. 501–517.

White R.S., McKenzie D. Mantle plumes and flood basalts. // Journal of Geophysical Research – Solid Earth. 1995. V. 100. №. B9. P. 17543-17585.

White R.V., Saunders A.D. Volcanism, impact and mass extinctions: incredible or credible coincidences // Lithos. 2005. V. 79. P. 299-316.

Wooden J.L., Czamanske G.K., Fedorenko V.A. et al. Isotopic and trace-element constraints on mantle and crustal contributions to Siberian continental flood basalts, Norilsk area, Siberia // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1993. V. 57. P. 3677–3704.